

**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**

**FACOLTÀ DI AGRARIA**  
**Dipartimento di Geoscienze**

**TESI DI LAUREA**  
**in Scienze Forestali ed Ambientali**

**PROPOSTA DI UN PERCORSO GEOLOGICO-NATURALISTICO**  
**NEL GRUPPO DELLE VEDRETTE DI RIES**  
**(ALTO ADIGE ORIENTALE)**

*Relatore: Prof. Bernardo Cesare*

*Correlatore: Prof. Andrea Battisti*

*Laureando: Luca Peloso*

**ANNO ACCADEMICO 2006-2007**



## **RIASSUNTO**

Il presente lavoro, ovvero una proposta di percorso geologico-naturalistico nel Gruppo delle Vedrette di Ries, si articola in tre sezioni, ognuna delle quali è essenziale per la buona comprensione della parte successiva. Esse sono, in ordine, introduzione, materiali e metodi, risultati e discussioni.

La prima parte dell'elaborato (capitolo 3) consiste in un inquadramento multidisciplinare dell'area di studio, che partendo dalla descrizione generale delle caratteristiche relative all'Alto Adige Orientale, arriva a trattare dettagliatamente il Gruppo delle Vedrette di Ries. In essa sono fornite tutte le informazioni di carattere geografico (capitolo 3.1), geologico (capitolo 3.2), geomorfologico (capitolo 3.3) e vegetazionale (capitolo 3.4), necessarie per un'adeguata individuazione e comprensione della zona in esame.

Nella seconda sezione (capitolo 4) vengono descritte tutte le fasi nelle quali s'è articolata la redazione dell'elaborato, dalla raccolta dati, ai rilievi di campo, fino all'elaborazione dei dati.

La terza ed ultima parte (capitolo 5), la più corposa e completa delle tre, ha come soggetto principale il percorso geologico-naturalistico; di esso sono stati descritti in primis gli aspetti logistici (capitolo 5.1; svolgimento, tempistica, dislivelli, accessi, consigli, ecc.) e successivamente sono state elencate tutte le particolarità osservate. Ho descritto dettagliatamente tutte le litologie osservabili (capitolo 5.2), trattando specificatamente genesi, aspetto, e mineralogia. In seguito ho applicato lo stesso criterio anche agli habitat presenti lungo il percorso (capitolo 5.3), facendo riferimento a quelli elencati dall'allegato I della direttiva "Habitat", ed alla geomorfologia (capitolo 5.4), prestando particolare attenzione alla componente glaciale. Infine ho redatto una descrizione articolata e completa delle diverse tappe, numerate ed ordinate (capitolo 5.5), che ho individuato durante la fase di rilievi. Per ogni tappa sono stati trattati, nella maniera più chiara e semplice possibile, tutti gli aspetti più importanti tra quelli sopra elencati. Ho immaginato che un'opera di questo tipo, per essere apprezzata dal pubblico dovesse aver bisogno di un'ampio corredo fotografico e, per questo motivo, ho arricchito la tesi con molte immagini e fotografie.

## **SUMMARY**

The current work proposes a geological-naturalistic route in the Rieserfernergruppe (Eastern Südtirol, Italy). It's divided into three parts, and each of them is necessary for the right comprehension of the next one. They are, in order, introduction, materials and methods, results and discussions.

The first part of the thesis (chapter 3) is a multi-disciplinary description of the study area that begins with some general information on Eastern Südtirol and finally describes the characteristics of the Rieserfernergruppe. In this part is retained all the information about the geography (chapter 3.1), geology (chapter 3.2), geomorphology (chapter 3.3) and vegetation (chapter 3.4) of the area, necessary for a correct individuation and comprehension of the local environment.

The second part (chapter 4) describes all the phases in which the preparation of this work was organized: data collection, field surveys and data processing.

The third and last part (chapter 5) deals with the geological-naturalistic route; here are first described the logistic aspects (chapter 5.1, course, schedule, altimetry, accesses, advise, etc.) and then the observed peculiarities. This section describes in detail all the observed lithologies (chapter 5.2), dealing with their genesis, aspect and mineralogy. The same criterion is used in the subsequent description of the habitat found along the route, with reference to "Annex 1" of the "Habitat" directive (chapter 5.3), and in the description of the geomorphology (chapter 5.4), especially in its glacial forms. Finally, chapter 5.5 describes in detail all the stops that were selected along the route, during the field-work phase. For each stop, the most important aspects are treated clearly and simply.

The thesis contains a large number of pictures and photos, that are required to help the reader appreciate this kind of work and its contents.

## **ZUSAMMENFASSUNG**

Die gegenwärtige Arbeit, ein Vorschlag einer geologisch-naturwissenschaftlichen Rundwanderung in der Rieserfernergruppe (Vedrette di Ries), gliedert sich in drei Teile (Einleitung, Material und Methodik, Ergebnisse und Diskussion). Jeder der drei Abschnitte ist für das gute Verständnis des jeweilig darauf folgenden wichtig.

Der erste Teil der Arbeit (Kapitel 3) besteht aus einer multidisziplinären Aufnahme der Erhebungsfläche, ausgehend von einer allgemeinen Beschreibung des östlichen Teil Südtirols (Alto Adige) bis zur ausführlichen Behandlung der Rieserfernergruppe. In diesem Kapitel werden alle Informationen bezüglich der Geografie (Kapitel 3.1), der Geologie (Kapitel 3.2), der Geomorphologie (Kapitel 3.3) und der Vegetation (Kapitel 3.4), wichtig für eine angemessene Auffindung und Verständnis des Forschungsgebiets, wiedergegeben.

Im zweiten Teil (Kapitel 4) werden alle Abschnitte beschrieben, in denen die Arbeit eingeteilt ist, von der Suche nach Informationen, der Erhebungen vor Ort, bis zur Auswertung der Daten.

Der dritte und letzte Teil (Kapitel 5), der umfangreichste der drei, hat als Hauptthema den geologisch-naturwissenschaftlichen Rundwanderweg; von dem sind in erster Linie die logistischen Aspekte beschrieben (Kapitel 5.1; Verlauf, Zeit, Höhenunterschied, Zufahrt, Ratschläge, usw.) und dann alle aufgefallenen Besonderheiten aufgelistet worden. Ich habe alle feststellbaren Lithologien genauestens beschrieben (Kapitel 5.2), ausführlich ging ich auf Genesis, Aussehen und Mineralogie ein. Danach habe ich das gleiche Kriterium auch auf die Habitat längs der Route angewendet (Kapitel 5.3), gemäß dem Anhang I der "Habitat"-Richtlinie, und auf die Geomorphologie (Kapitel 5.4), wobei ich ein besonderes Augenmerk auf die Gletscher richtete. Zum Schluss habe ich eine genaue und vollständige Beschreibung der verschiedenen Etappen, die ich während der Erhebungen gesehen habe, verfasst, sie nummeriert und geordnet (Kapitel 5.5). Für alle Etappen sind, in einer möglichst verständlichen und einfachen Art und Weise, alle wichtigen der oben aufgelisteten Aspekte beschrieben worden. Ich dachte mir, dass eine solche Arbeit, damit sie die nötige Achtung der Öffentlichkeit erfährt, viel Bildmaterial braucht; deshalb habe ich die Diplomarbeit mit vielen Bildern und Fotos bereichert.

## **RINGRAZIAMENTI**

E' difficile in poche righe ricordare tutte le persone che con il loro aiuto e coi loro consigli mi hanno permesso di raggiungere questo traguardo importante.

Desidero ringraziare il personale della Provincia Autonoma di Bolzano per il fondamentale supporto che mi hanno fornito durante la raccolta dei dati necessari alla redazione di questo lavoro, ed in particolare il dott. Artur Kammerer, direttore dell'Ufficio Parchi naturali, Franz Hinteregger, responsabile del centro visite del Parco Naturale di Vedrette di Ries-Aurina e il dott. Volkmar Mair dell'Ufficio Geologia e Prove Materiali.

Meritano di essere ringraziati anche Andrea Ertani del Dipartimento di Biotecnologie Agrarie, per le analisi effettuate su campioni di suolo nel laboratorio di Pedologia, e Roberto Rossi del Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-forestali, per il prezioso aiuto che mi ha fornito nella redazione delle carte tematiche.

Ringrazio tutti i miei amici e le mie amiche del bellunese, il nucleo di Via Zanchi allargato e tutti i compagni dell'università, per avermi supportato e sopportato in questi anni.

Infine un ringraziamento molto particolare va alla mia famiglia per avermi dato l'opportunità di studiare, spronandomi sempre a non mollare nei momenti più difficili.

## INDICE

<b>1. PREMESSA</b> .....	<b>9</b>
<b>2. OBIETTIVI DELLA TESI</b> .....	<b>10</b>
<b>3. INTRODUZIONE</b> .....	<b>11</b>
3.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	11
3.1.2. <i>IL PARCO NATURALE DI VEDRETTE DI RIES/AURINA</i> .....	13
3.2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	16
3.2.1. <i>CARATTERISTICHE GEOLOGICHE REGIONALI</i> .....	16
3.2.2. <i>IL BASAMENTO AUSTROALPINO</i> .....	19
3.2.3. <i>IL PLUTONE DI VEDRETTE DI RIES</i> .....	23
3.3. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO.....	27
3.4. INQUADRAMENTO VEGETAZIONALE.....	30
3.4.1. <i>CARATTERISTICHE CLIMATICHE E VEGETAZIONALI DELL'ALTO ADIGE</i> 30	
3.4.2. <i>IL LIMITE SUPERIORE DEL BOSCO NEL GRUPPO DELLE VEDRETTE DI RIES</i> .....	31
3.4.3. <i>NOCCIOLAIA E RINNOVAZIONE DEL PINO CEMBRO</i> .....	36
<b>4. MATERIALI E METODI</b> .....	<b>37</b>
4.1. RACCOLTA DATI.....	37
4.2. RILIEVI DI CAMPO.....	38
4.3. ELABORAZIONE.....	39
<b>5. RISULTATI E DISCUSSIONE</b> .....	<b>40</b>
5.1. CARATTERISTICHE LOGISTICHE.....	40
5.2. LITOLOGIE OSSERVABILI.....	44
5.2.1. <i>ROCCE DEL BASAMENTO AUSTROALPINO</i> .....	44
5.2.1.1. <i>Paragneiss e micascisti</i> .....	44
5.2.1.2. <i>Paragneiss migmatitici</i> .....	45
5.2.1.3. <i>Ortogneiss pegmatitici</i> .....	47
5.2.1.4. <i>Ortogneiss occhiadini</i> .....	48
5.2.1.5. <i>Marmi</i> .....	49
5.2.1.6. <i>Quarziti</i> .....	50
5.2.1.7. <i>Anfiboliti</i> .....	51
5.2.2. <i>MAGMATITI OLIGOCENICHE DI VEDRETTE DI RIES</i> .....	53
5.2.2.1. <i>Tonalite a grana media</i> .....	54
5.2.2.2. <i>Granodiorite a grana medio-fine</i> .....	55
5.2.2.3. <i>Facies foliata</i> .....	57
5.2.2.4. <i>Filoni acidi</i> .....	58
5.2.2.5. <i>Filoni basici</i> .....	58
5.3. HABITAT OSSERVABILI.....	60
5.3.1. <i>INTRODUZIONE</i> .....	60
5.3.2. <i>FIUMI ALPINI CON VEGETAZIONE RIPARIA ERBACEA (CODICE 3220)</i> ....	60
5.3.3. <i>LANDE ALPINE E BOREALI (4060)</i> .....	62
5.3.4. <i>FORMAZIONI ERBOSE BOREO-ALPINE SILICEE (6150)</i> .....	64
5.3.5. <i>*FORMAZIONI ERBOSE A NARDUS, RICCHE DI SPECIE, SU SUBSTRATO SILICEO DELLE ZONE MONTANE (E DELLE ZONE SUBMONTANE) DELL'EUROPA CONTINENTALE (6230)</i> .....	66
5.3.6. <i>BORDURE PLANIZIALI, MONTANE E ALPINE DI MEGAFORBIE IGROFILE (6430)</i> .....	68
5.3.7. <i>PRATERIE MONTANE DA FIENO (6520)</i> .....	69

5.3.8. TORBIERE DI TRANSIZIONE E INSTABILI (7140) .....	70
5.3.9. GHIAIONI SILICEI DEI PIANI MONTANO FINO A NIVALE - ANDROSACETALIA ALPINAE E GALEOPSIETALIA LADANI (8110) .....	72
5.3.10. PARETI ROCCIOSE SILICEE CON VEGETAZIONE CASMOFITICA (8220) .....	73
5.3.11. GHIACCIAI PERMANENTI (8340) .....	74
5.3.12. FORESTE ACIDOFILE MONTANE E ALPINE DI PICEA (VACCINIO- PICEETEA) (9410) .....	74
5.3.13. FORESTE ALPINE DI LARICE E/O PINO CEMBRO (9420) .....	76
5.4. ASPETTI GEOMORFOLOGICI .....	79
5.5. SVOLGIMENTO IN TAPPE .....	85
5.5.1. PRIMA TAPPA .....	85
5.5.2. SECONDA TAPPA .....	85
5.5.3. TERZA TAPPA .....	86
5.5.4. QUARTA TAPPA .....	87
5.5.5. QUINTA TAPPA .....	88
5.5.6. SESTA TAPPA .....	90
5.5.7. SETTIMA TAPPA .....	91
5.5.8. OTTAVA TAPPA .....	92
5.5.9. NONA TAPPA .....	93
5.5.10. DECIMA TAPPA .....	95
5.5.11. UNDICESIMA TAPPA .....	95
5.5.12. DODICESIMA TAPPA .....	96
5.5.13. TREDICESIMA TAPPA .....	99
5.5.14. QUATTORDICESIMA TAPPA .....	101
5.5.15. QUINDICESIMA TAPPA .....	102
5.5.16. SEDICESIMA TAPPA .....	103
5.5.17. DICIASSETTESIMA TAPPA .....	104
5.5.18. DICIOTTESIMA TAPPA .....	106
5.5.19. DICIANNOVESIMA TAPPA .....	108
5.5.20. VENTESIMA TAPPA .....	111
5.5.21. VENTUNESIMA TAPPA .....	111
5.5.22. VENTIDUESIMA TAPPA .....	112
5.5.23. VENTITREESIMA TAPPA .....	113
5.5.24. VENTIQUATTRESIMA TAPPA .....	115
5.5.25. VENTICINQUESIMA TAPPA .....	116
5.5.26. VENTISEIESIMA TAPPA .....	117
5.5.27. VENTISETTESIMA TAPPA .....	118
5.5.28. VENTOTTESIMA TAPPA .....	120
5.5.29. VENTINOVESIMA TAPPA .....	121
5.5.30. TRENTESIMA TAPPA .....	121
5.5.31. TRENTUNESIMA TAPPA .....	122
5.5.32. TRENTADUESIMA TAPPA .....	123
5.5.33. SCHEMA RIASSUNTIVO .....	126
<b>6. CONCLUSIONI .....</b>	<b>127</b>
<b>7. BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>129</b>
<b>ALLEGATO I .....</b>	<b>135</b>
<b>ALLEGATO II .....</b>	<b>136</b>
<b>ALLEGATO III .....</b>	<b>137</b>
<b>ALLEGATO IV .....</b>	<b>138</b>

## **1. PREMESSA**

Vivendo in un'epoca nella quale, sempre di più, l'uomo fa parte di una società che si illude che ogni cosa sia facilmente a portata di mano con poco sforzo, la creazione di itinerari formativi rappresenta a mio parere un punto focale su cui si deve puntare per non perdere il contatto con il territorio che ci circonda.

La montagna non dev'essere vista soltanto come una semplice protuberanza della crosta terrestre formata da roccia e ghiaccio in fase di disfacimento ma, anche, come uno scrigno di ricchezze ed informazioni, una biblioteca a cielo aperto che racchiude la storia del nostro pianeta da molto prima che la specie umana facesse la sua comparsa sulla superficie terrestre. Il paesaggio illustrato dal sentiero ci parla di rocce la cui genesi si svolge nell'arco di centinaia di milioni di anni, di magma, di piegamenti e fratture, di azioni di modellamento ad opera di ghiacciai e fiumi.

La geologia, spesso ostica al neofita nelle sue costruzioni teoriche e nella sua terminologia, diviene realtà dinamica e tangibile con mano nelle tappe di questo percorso. Così anche i ghiacciai, un tempo demonizzati dalle genti locali, vengono affrontati in modo più adeguato, in qualità di agenti modellatori del paesaggio che, con le loro avanzate e ritirate ne hanno plasmato profondamente la morfologia. Anche i nomi talora complessi delle piante divengono parte integrante di un quadro vegetazionale e ambientale, di un sistema dove rocce, vegetazione, clima e uomo, giocano ruoli diversi ma strettamente collegati.

## **2. OBIETTIVI DELLA TESI**

Lo scopo del presente lavoro è quello di proporre un percorso geologico-naturalistico che vede il suo svolgimento nel cuore del Gruppo delle Vedrette di Ries: tale itinerario vuole far conoscere o approfondire, a chi lo percorre, gli aspetti legati a geologia, geomorfologia e vegetazione della zona considerata, attraverso un cammino a tappe.

Il tragitto ripercorre un sentiero preesistente (Arthur Hartdegen weg), che non è stato scelto a caso, ma in seguito a varie considerazioni, tra le quali la valenza geologico-ambientale e la buona conoscenza dell'area da parte del mio relatore. La mia grande passione per l'alta montagna, legata al desiderio di conoscere posti nuovi e diversi, rispetto alle Dolomiti Bellunesi dove sono nato e cresciuto, è stata determinante e m'ha spinto ad affrontare questa esperienza con entusiasmo, carico di voglia di approfondire gli aspetti legati all'origine di queste montagne, così particolari.

Il Gruppo di Vedrette di Ries rappresenta una zona di grande fruizione turistica, ed è molto interessante anche dal punto di vista geologico, per la presenza di rocce estremamente diversificate sia dal punto di vista dell'aspetto, sia per quanto riguarda genesi ed evoluzione: ci si trova in un luogo dove un plutone di origine magmatica s'è intruso nelle rocce del basamento cristallino Austroalpino, già più volte metamorfosato. Inoltre, l'area che circonda la Valle del Rio è estremamente ricca di ambienti naturali: da boschi di conifere si passa a pascoli e arbusteti a ginepro e mirtillo, fino a raggiungere le formazioni erbacee d'alta quota a ridosso delle pareti rocciose. La presenza di molti ghiacciai garantisce inoltre una disponibilità costante di acqua. Tali ghiacciai sono attualmente in fase di regresso e l'opportunità di vederli finché sono ancora presenti, percorrendo un itinerario non eccessivamente impegnativo, va colta al volo. Inoltre vale proprio la pena fare un'pò di fatica per osservare suggestivi panorami e forme geomorfologiche originate dall'azione di acqua, ghiaccio e gravità nel corso dei secoli.

In sintesi, la creazione di un percorso di questo tipo è finalizzata ad una conoscenza meno fuggevole e più approfondita della zona di Vedrette di Ries, che come detto ha una grande affluenza turistica: lo studio degli aspetti geologici e vegetazionali, collegato al diletto del trekking o alla visione di scenari di straordinaria bellezza, potrebbe essere un compromesso per sensibilizzare maggiormente il grande pubblico sugli aspetti legati all'ambiente.

### 3. INTRODUZIONE

#### 3.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'Alto Adige (Südtirol), provincia più settentrionale d'Italia, autonoma e di lingua principalmente tedesca, da secoli rappresenta un importante crocevia tra l'Europa centrale e l'Europa mediterranea. Il suo territorio, interamente montuoso, si estende su 7400 Km<sup>2</sup> ed ha una notevole importanza dal punto di vista geologico perché le sue rocce appartengono all'antico margine continentale europeo, alla crosta oceanica della Tetide e al margine continentale paleoafricano. Il presente lavoro considera la parte orientale della regione, precisamente la zona, a ridosso del confine italo-austriaco, localizzata nel comune di Campo Tures (Sand in Taufers, figura 3.1.1).

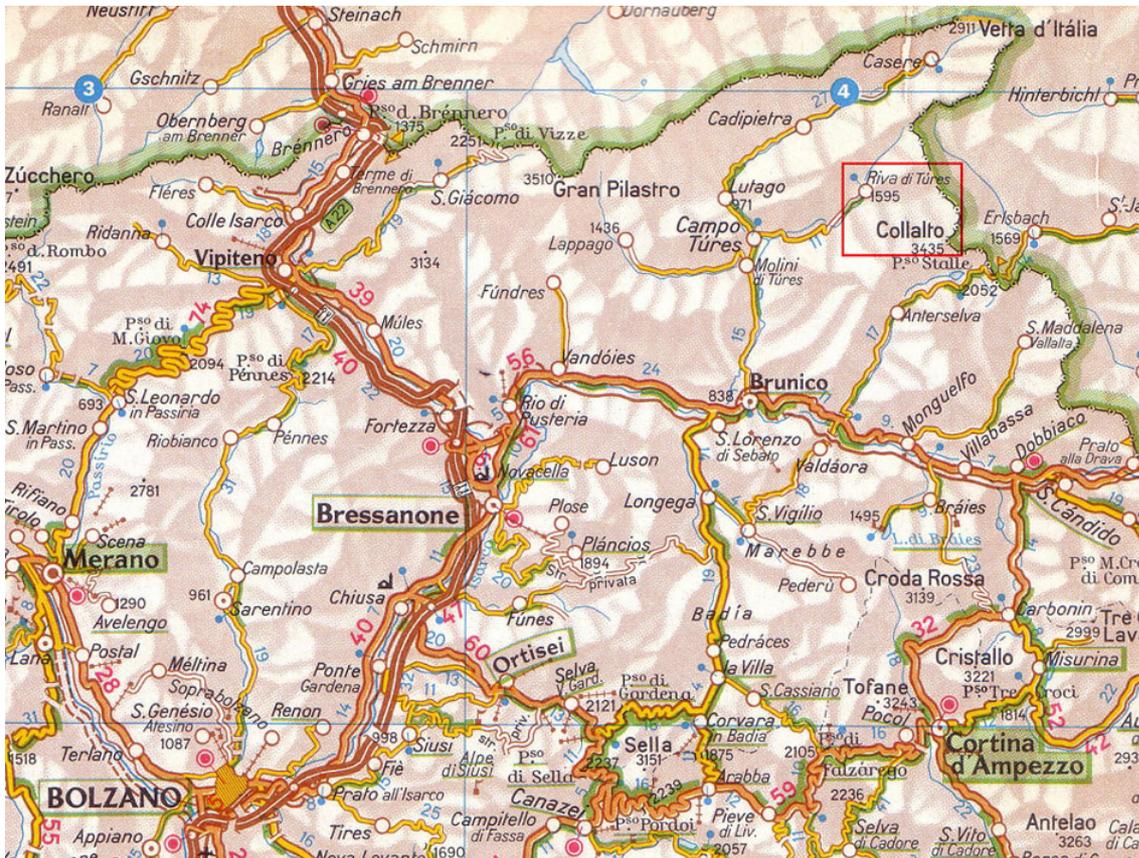


Figura 3.1.1: Inquadramento geografico dell'area in esame. E' indicata l'ubicazione della zona di studio.

L'itinerario oggetto della Tesi ha inizio e fine presso l'abitato di Riva di Tures (Rein in Taufers). La Val di Riva (Reintal), una laterale sinistra della Val di Tures (Tauferer Tal) si raggiunge da Bolzano (Bozen) sull'autostrada del Brennero uscendo a Bressanone (Brixen) e seguendo la statale della Val Pusteria (Pustertal) fino a Brunico (Bruneck), da dove si giunge

a Campo Tures. Qui si imbocca, in direzione est, la valle di Riva che all'inizio si presenta stretta e molto incisa, ma poi si allarga progressivamente verso l'alto, terminando in una piana alla cui testata sorge l'abitato di Riva di Tures. Nella piana confluono nel Rio di Riva (Reinbach) due corsi d'acqua minori, che percorrono rispettivamente la valle dei Dossi (Knuttental) e la valle del Rio (Bachertal) (figura 3.1.2).

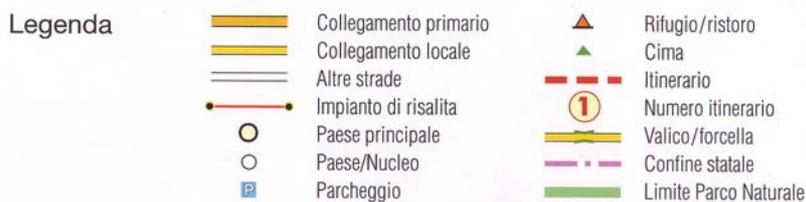
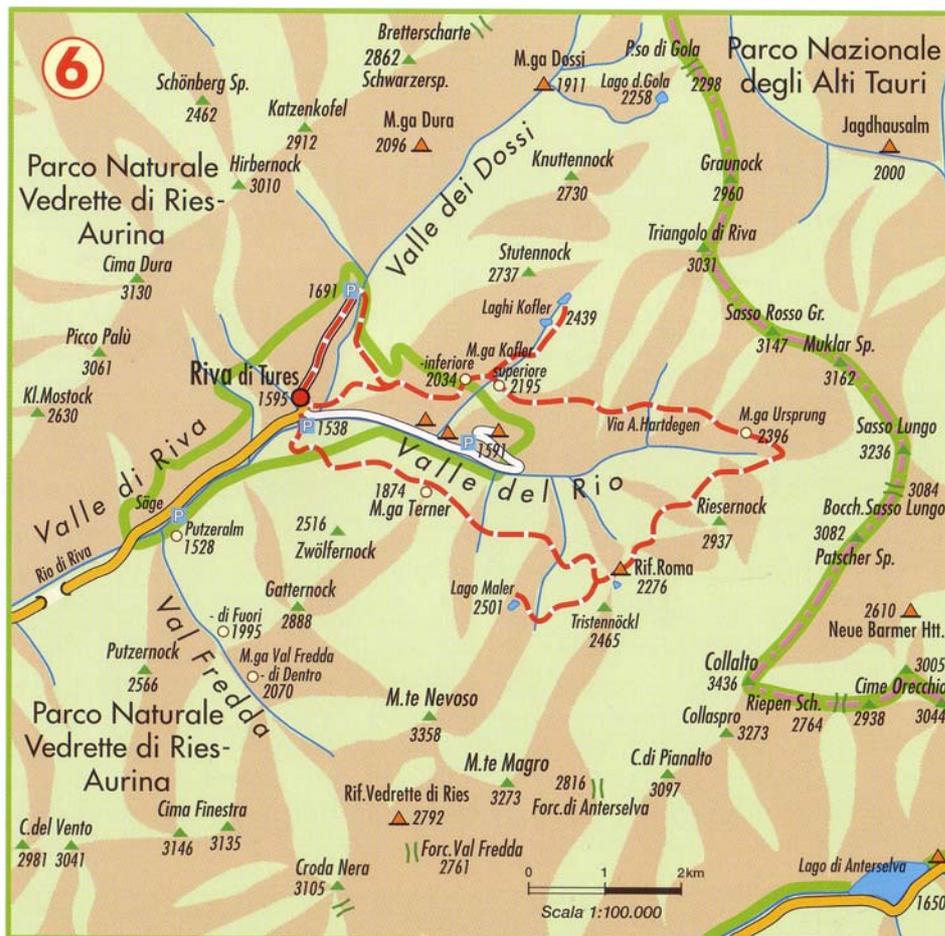


Figura 3.1.2: La regione studiata (da Ufficio Parchi naturali Bolzano, 2001).

Per quanto vicinissima alle grandi correnti turistiche che scendono dall'Austria e risalgono dall'Italia, la valle di Riva non è stata compromessa né degradata dalla speculazione edilizia, anche grazie all'istituzione, nel 1988, del Parco Naturale di Vedrette di Ries-Aurina, costituito per tutelare la flora e la fauna locale.

Riva di Tures si trova ad un'altitudine di 1596 m ed è un punto di partenza ideale per gite ed escursioni ad alta quota nel Parco Naturale. Il sentiero intorno alla Valle del Rio è piuttosto lungo, in qualche tratto impegnativo, ma assai remunerativo per l'ambiente solitario e intatto, per la straordinaria ricchezza di acque provenienti dai numerosi ghiacciai e per i suggestivi panorami tra cime per lo più sconosciute al grande pubblico di montagna.

Il gruppo delle Vedrette di Ries (Rieserfernergruppe) infatti costituisce il nodo centrale delle Alpi Pusteresi, estendendosi lungo la dorsale di confine tra il Passo di Gola (Klammljoch, 2294 m) a NO ed il Passo Stalle (Staller Sattel, 2052 m) a SE. I suoi confini geografici sono segnati a Ovest dalla Val di Tures, a Nord dalla Valle di Riva e dalla Valle dei Dossi, ad Est dalla Valle di Defereggen (Defereggental) e dalla Val di Stalle (Stallertal) e a Sud dalla Valle di Anterselva (Antholzer Tal) e dalla Val Pusteria, nel tratto compreso tra Brunico e Valdaora (Olang).

Come supporto cartografico per inquadrare l'area sono disponibili le tav. Campo Tures, Sassolungo, Anterselva e Caminata in Tures del foglio 4<sup>B</sup> della Carta Topografica d'Italia a scala 1:25.000 dell'IGM (quadrante IV), la Carta Tabacco 1:25.000 f° n. 035 (Valle Aurina, Vedrette di Ries/Ahrntal, Rieserfernergruppe) e la Carta Kompass f° n. WK 082 (Ahrntaler Berge/Monti di Valle Aurina).

### *3.1.2. IL PARCO NATURALE DI VEDRETTE DI RIES/AURINA*

Istituito il 28 settembre 1988 con decreto del Presidente della Giunta Provinciale di Bolzano, il Parco Naturale di Vedrette di Ries-Aurina copre una superficie di 31.505 ettari, risultando il secondo per estensione tra i parchi naturali provinciali. Tra gli obiettivi prioritari del Parco Naturale altoatesino, accanto alla tutela dell'ambiente e del paesaggio, vi sono anche la ricerca scientifica, la cura del territorio, l'educazione ambientale e la sensibilizzazione del visitatore ad una nuova comprensione della natura (<http://www.provincia.bz.it/natur/2803/parchi/rieser/default.htm>).

Questa area protetta rappresenta uno degli otto parchi naturali previsti dalla Provincia di Bolzano che, messi insieme, coprono un quinto del territorio dell'Alto Adige (Cammelli e Beikircher, 1997). Il Parco è delimitato a nord-ovest dal fondovalle della Valle Aurina (Ahrntal), ad est fino al Passo Stalle dal confine di Stato, a sud-est dalla valle di Anterselva e a sud dalla Val Pusteria. Rientrano nel territorio del Parco parte dei comuni di Campo Tures, Gais, Perca (Percha), Rasun-Anterselva (Rasen Antholz), Valle Aurina e Predoi (Prettau) (figura 3.1.3).

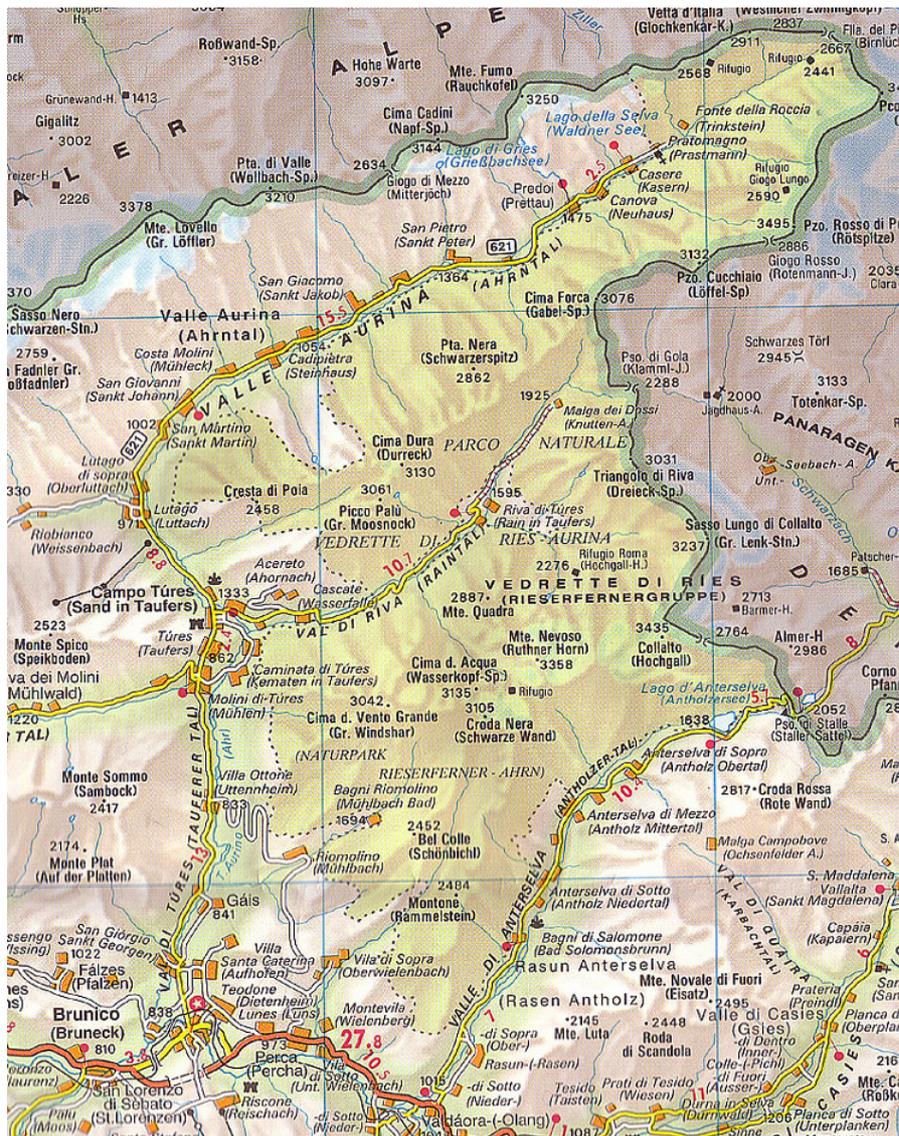


Figura 3.1.3: Inquadramento geografico dell'area appartenente al Parco Naturale di Vedrette di Ries-Aurina.

Dal punto di vista dell'estensione montuosa, il Parco comprende il gruppo delle Vedrette di Ries, il gruppo di Cima Dura, i monti di Predoi e le propaggini più settentrionali delle Alpi Aurine. Le cime che superano i tremila metri sono oltre 50, con il Picco dei Tre signori (Dreiherrnspitz, 3498 m) quale punto culminante. Tra tutte le aree protette dell'Alto Adige, questa è caratterizzata dal maggior numero di ghiacciai, che coprono (per ora....) circa il 5% della sua superficie (Cammelli e Beikircher, 1997).

Dai ghiacciai, in una rete ampia e articolata, si sviluppano rivoli e torrenti che raggiungono il fondovalle attraverso gole o al di sopra di ripide pareti rocciose (per esempio le cascate di Riva nella forra Tobl, nei pressi di Campo Tures). Le numerose acque correnti e stagnanti come torrenti, forre con cascate, sorgenti d'acqua minerale e torbiere alte, basse o di transizione sono elementi considerevoli del paesaggio e dei biotopi. La ricchezza di ambienti

naturali porta con sé una notevole varietà di elementi floristici. Numerose specie che fanno parte della Lista Rossa dell'Italia e di alcuni Paesi esteri (andromeda, carice a pochi fiori, stella alpina, tavola minore, celoglossa, orchidea macchiata, genziana asclepiadea, pigamo, uva orsina, ecc.) sono abbastanza frequenti in questa zona (Ruffini *et al*, 2001).

Il parco inoltre si trova lungo una delle più importanti rotte migratorie europee. Durante i loro viaggi, numerosi uccelli migratori fanno una breve sosta in questo ambiente naturale esteso e poco disturbato. Molte specie dell'allegato I della direttiva «Uccelli» sostano periodicamente o stanzialmente in quest'area (aquila reale, civetta, ripeto, picchio cinerino, ecc.). Molto ben rappresentati sono anche i galliformi (gallo forcello, coturnice, pernice bianca, francolino di monte, gallo cedrone) (Ruffini *et al*, 2001).

La vegetazione è dominata da ampi boschi di abete rosso. Il limite della foresta invece è formato da foreste di larici e cembri che raggiungono al Monte Covoni (Tristennöckl), a causa di fattori molto favorevoli, la quota di 2465 m. Più in alto vi sono estese brughiere e tappeti alpini con piante caratteristiche delle zone più elevate delle Alpi (Trifolium, 1996)

Il Parco Naturale confina a nord con il parco Nazionale degli Alti Tauri, che si estende nel Tirolo e nel Salisburghese. Queste due aree protette ricoprono, unitamente al Parco Naturale delle Alpi Aurine, una superficie complessiva di 2.457 km<sup>2</sup>, costituendo la più estesa area tutelata d'Europa. La creazione di questo complesso protetto transfrontaliero offre la possibilità di conservare vaste superfici di territorio ancora intatte e rappresenta un prezioso biotopo per piante e animali.

Dal punto di vista dell'amministrazione, la Provincia autonoma di Bolzano non ha creato enti di gestione specifici per i singoli parchi, ma ha affidato l'amministrazione unitaria di tutti i parchi ad un apposito ufficio provinciale, in collaborazione con l'autorità forestale provinciale. Grazie inoltre ad una legge provinciale, approvata per l'occasione, sono stati stabiliti gli interventi necessari affinché le finalità di un parco naturale possano essere realizzate e, a tal proposito, è stato istituito un comitato di gestione per ogni singolo parco, cui fanno parte i rappresentanti dei Comuni competenti per il territorio, le associazioni ambientaliste ed i rappresentanti degli agricoltori e dei singoli dipartimenti dell'amministrazione provinciale (Cammelli e Beikircher, 1997).

## 3.2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

### 3.2.1. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE REGIONALI

La provincia autonoma di Bolzano rappresenta dal punto di vista geologico una delle aree più interessanti delle Alpi Orientali, sia per la grande varietà litologica, sia per la complessità delle strutture tettoniche presenti. Le Alpi Orientali fan parte di una catena a ricoprimenti sovrapposti, nella quale si è realizzato l'accavallamento di enormi masse di roccia a seguito di grandiosi processi di convergenza dei margini continentali, secondo gli schemi della tettonica a placche, culminanti con l'orogenesi Alpina. In queste rocce sono testimoniati numerosi processi metamorfici e magmatici, sommariamente distinti in "Caledoniano" (Ordoviciano), Varisico (Carbonifero-Permiano) e Alpino (Cretaceo-attuale) (Mazzoli *et al.*, 2000).

E' possibile suddividere il territorio dell'Alto Adige in due settori divisi dal lineamento tettonico Periadriatico: nella parte meridionale prevalgono le formazioni carbonatiche di età variabile dal Permo-Carbonifero al Miocene, alle quali si associano masse eruttive più o meno recenti, mentre nell'area più settentrionale sono diffusi i complessi rocciosi metamorfici, prevalentemente pre-Permiani (Perna *et al.*, 1983).

Più in particolare, sono presenti nel territorio tutte le unità tettoniche fondamentali che concorrono a formare l'edificio alpino, delle più elevate (Alpi Meridionali e Austridi), alle più profonde (Pennidi). Tutti questi basamenti cristallini sono stati coinvolti nell'orogenesi alpina e parti di essi sono state in diversi tempi interessate da un metamorfismo alpino. Le stesse rocce conservano anche le tracce di un'evoluzione pre-Alpina, confermata da numerose rilevazioni radiometriche e testimoniata da elementi tettonici e strutturali, impronte metamorfiche e dalla presenza di protoliti magmatici (Mazzoli *et al.*, 2000).

Prima dell'orogenesi alpina, il basamento cristallino Pennidico (Pennidi) faceva parte del margine meridionale della placca europea che, dal tardo Mesozoico fino al Terziario, ha colliso con il margine settentrionale della placca africana, all'interno della quale erano localizzati i basamenti dell'Austroalpino e del Sudalpino (Sassi *et al.*, 2004). La convergenza legata a questi processi tettonici ha fatto sì che la placca europea subducesse sotto quella africana, provocando la scomparsa dell'antico oceano della Tetide che separava i due continenti (figura 3.2.1). Le rocce dell'antica Tetide si trovano ora nelle modeste porzioni di ofioliti che bordano la Finestra dei Tauri.

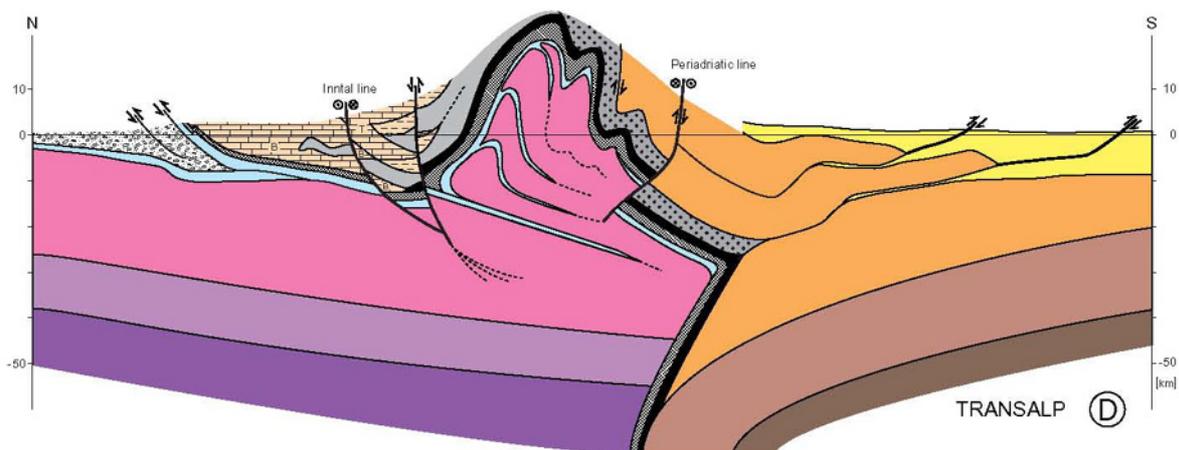


Figura 3.2.1: Il profilo geologico Transalp attraverso le Alpi Orientali. Rosa e viola rappresentano il dominio Pennidico (placca Europea), mentre giallo, arancio e marrone il dominio Austroalpino (placca Africana). Tra i due la sottile fascia grigia dell'oceano della Tetide. Si osserva l'innalzamento, nella porzione centrale, del basamento Pennidico in corrispondenza della Finestra dei Tauri (da Schmid *et al.*, 2004, modificato).

Il basamento Pennidico, molto diffuso nelle Alpi Occidentali, comprende dunque gli elementi più profondi del sistema alpino. Nelle Alpi Orientali è rappresentato da due unità principali: gli Gneiss Centrali dei Tauri e i Calcescisti con Ofioliti: i primi sono costituiti prevalentemente da rocce granitoidi Permo-Carbonifere, i secondi dalle loro coperture Permo-Mesozoiche, prive di metamorfismo prealpino. Questi ricoprimenti vengono a giorno attraverso una potente serie di scisti antichi (pre-Paleozoici) dei ricoprimenti Austroalpini soprastanti. Si tratta di un'ampia zona nota col nome di "Finestra tettonica degli Alti Tauri", formata dal gioco combinato del sollevamento assiale e dell'erosione, che hanno asportato completamente la coltre dei ricoprimenti Austroalpini soprastanti. Il limite tra Pennidi e Austroalpino in questo settore delle Alpi è caratterizzato da un esteso orizzonte di scorrimento denominato "Zona a scaglie di Matri" (Sassi *et al.*, 2004). Basandosi sui dati radiometrici di Stöckhert (1984) si ritiene che tale sovrascorrimento sia avvenuto durante l'orogenesi alpina, ed in particolare prima di 100 Ma (Ma = milioni di anni). Quest'area è formata da una serie di scaglie concordanti con la scistosità generale e costituite da elementi litologici appartenenti alle due unità strutturali a contatto (Perna *et al.*, 1983).

Il basamento Austroalpino comprende le grandiose coltri di scorrimento delle rocce di pertinenza paleo-Africana, costituite da scisti cristallini, rocce eruttive e sedimentarie di varia età e composizione. I terreni Austroalpini costituiscono una larga fascia, allungata in direzione E-W, che attraversa la parte centrale dell'area considerata. Tale fascia è molto

assottigliata in corrispondenza della zona di Mules e si allarga a ventaglio sia a oriente che a occidente (Mazzoli *et al.*, 2000). Più precisamente essa si estende a nord del “Lineamento Periadriatico”, un importante sistema dislocativo che nel territorio in esame si identifica con le linee tettoniche del “Tonale”, delle “Giudicarie Nord” e della “Pusteria” (figura 3.2.2) (Perna *et al.*, 1983). Si tratta di una faglia destra che è stata particolarmente attiva durante l’orogenesi Alpina. All’interno di questo complicato sistema strutturale si distinguono un basamento metamorfico pre-Permiano ed una copertura Permo-Mesozoica (vedi paragrafo successivo).

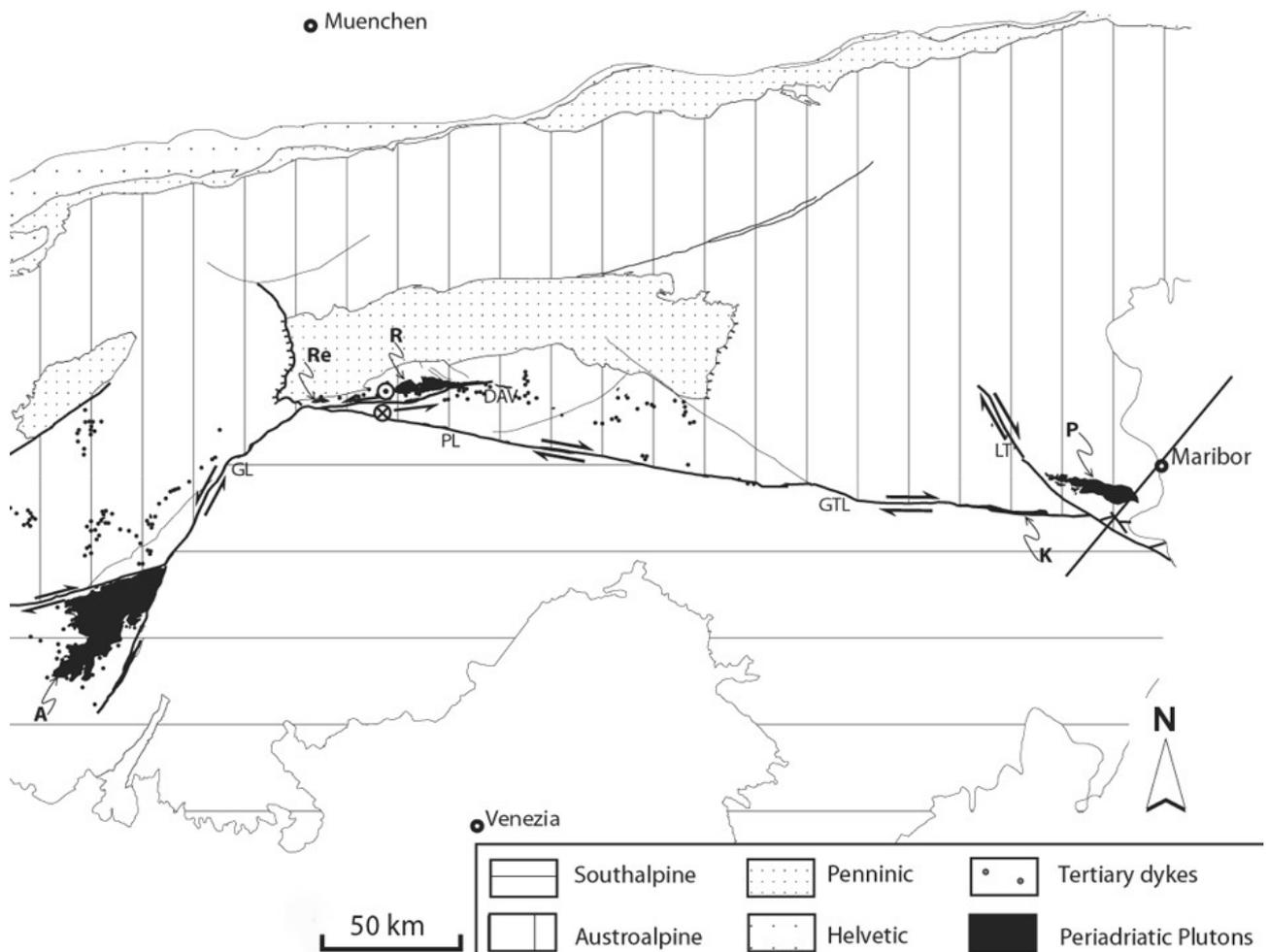


Figura 3.2.2: Mappa semplificata delle Alpi Orientali, con rappresentate le unità tettoniche fondamentali, i filoni dell’Oligo-Miocene ed i plutoni Periadriatici. Sono presenti solo le maggiori faglie dell’era Terziaria (Da Bigi *et al.*, 1990 modificata). Faglie: DAV: linea DAV; GL: line delle Giudicarie; GTL: Linea di Gailtal; LT: linea di Lavantal; PL: linea della Pusteria. Plutoni: A: Adamello; K: Karawanken; P: Pohorje; R: Rieserferner; Re: Rensen.

A sud del Lineamento Periadriatico si sviluppano le Alpi Meridionali: la porzione del dominio paleo-Africano non interessata dal metamorfismo Alpino. Questa grande unità strutturale è costituita da un basamento metamorfico pre-Permiano di filladi quarzifere e di terreni sedimentari paleozoici, sui quali poggia la copertura Permo-Mesozoica, prevalentemente non metamorfica, costituita da calcari e dolomie mesozoici e cenozoici, con intercalazioni di rocce eruttive pre-Terziarie e colate di porfidi quarziferi Permiani. L'assetto tettonico del basamento Sudalpino è prevalentemente pre-Alpino. Infatti tale basamento presenta una struttura a pieghe generalmente rivolta verso la pianura lombardo-veneta, cioè in senso contrario a quello dei ricoprimenti Pennidici e Austroalpini e all'andamento del Lineamento Periadriatico (Mazzoli *et al.*, 2000).

### 3.2.2. IL BASAMENTO AUSTROALPINO

Come già accennato nel capitolo precedente, l'Austroalpino è composto da un basamento cristallino di medio-alto grado metamorfico (facies delle anfiboliti) su cui poggia localmente una copertura permo-triassica caratterizzata prevalentemente da un basso grado metamorfico (facies degli scisti verdi). Il basamento di medio-alto grado risulta essere costituito da paragneiss e micascisti (localmente anche migmatitici), ortogneiss granitoidi e da subordinate quarziti, anfiboliti e marmi; sporadicamente si trovano delle eclogiti, delle metaultrabasiti e delle rocce ultrafemiche (Sassi *et al.*, 2004). Sopra questo basamento, in continuità stratigrafica, si osservano dei complessi filladici, affetti da metamorfismo Varisico; i protoliti di queste filladi erano rocce sedimentate tra l'Ordoviciano e il Devoniano superiore (Mazzoli *et al.*, 2000).

Il Sistema Austroalpino venne suddiviso da Dal Piaz (1936) in due unità principali: superiore ed inferiore. L'Austroalpino inferiore, la cui impronta metamorfica principale è Varisica, risulta essere più esteso in Svizzera che in Italia. L'Austroalpino superiore è composto per la maggior parte della sua estensione da un basamento cristallino antico, suddiviso nei complessi di Campo, di Merano-Mules-Anterselva, dell'Oetzal, della Silvretta e in numerosi sottocomplessi, spesso ulteriormente suddivisi in segmenti minori. Le caratteristiche principali dell'Austroalpino variano notevolmente a seconda che ci si riferisca alla parte occidentale oppure a quella orientale. Quest'ultima, nella quale è localizzata l'area di interesse per questa Tesi, è caratterizzata da rocce di medio-alto grado metamorfico, intensamente deformate e con foliazione comunemente a direzione E-W, e da corpi granitoidi Terziari, intrusi e modellati lungo un lineamento E-W (Sassi *et al.*, 2004).

I caratteri strutturali in questa parte delle Alpi Orientali risultano complessi poiché la sovrapposizione di deformazioni duttili e fragili Alpine e la concomitante ricristallizzazione sono avvenute su rocce già precedentemente affette da metamorfismo e da deformazioni pre-Alpine di diverse età. Come conseguenza, le sequenze originali delle rocce sono state smembrate, trasposte tettonicamente e raccorciate, rendendo così difficoltosa se non impossibile la ricostruzione della sequenza stratigrafica (Sassi *et al.*, 2004). Tuttavia, nonostante le rielaborazioni tettoniche e l'esteso polimetamorfismo, esistono delle similitudini tra le rocce affioranti nei vari segmenti del basamento Austroalpino.

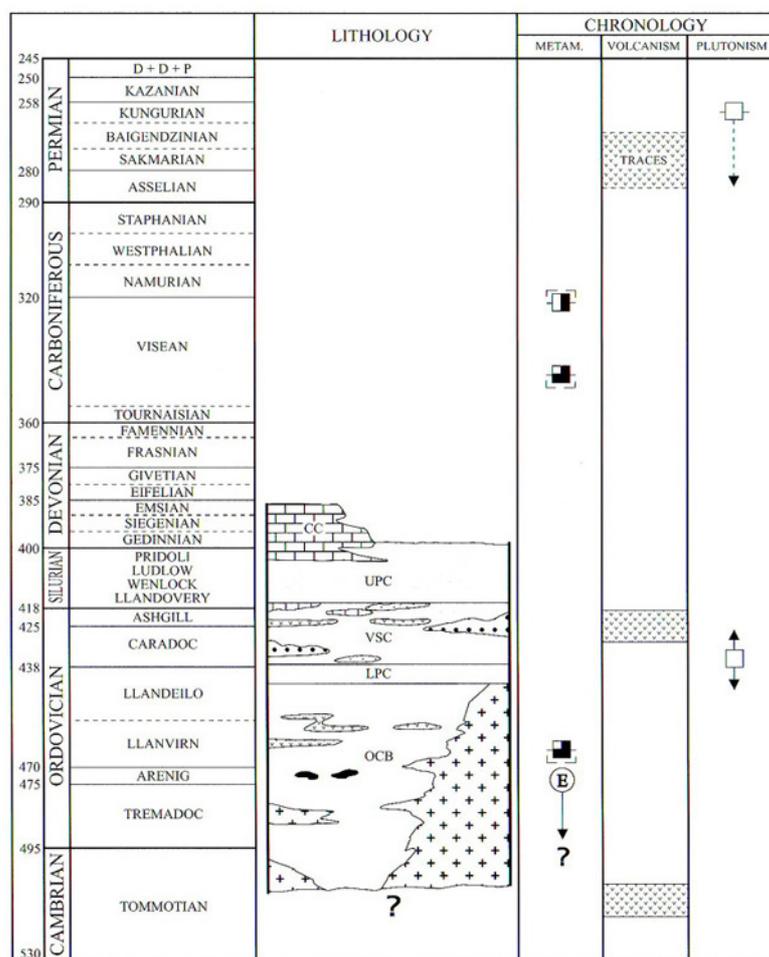


Figura 3.2.3: Schematizzazione della litostratigrafia e della successione degli eventi principali nell'Austroalpino (da Sassi e Zirpoli, 1989; con modifiche). OCB: basamento varisico e pre-varisico; LPC: complesso pelitico e semipelitico inferiore; VSC: complesso vulcano-sedimentario; UPC: complesso pelitico e semipelitico superiore; CC: complesso carbonatico. I quadratini che rappresentano gli eventi metamorfici indicano i caratteri del metamorfismo. Metamorfismo Varisico: facies degli scisti verdi e carattere barico di bassa pressione, con la precisazione che la fase di 350 Ma è in facies anfibolitica. Per il metamorfismo "caledoniano" la simbologgia indica la facies anfibolitica e il carattere di pressione da media ad alta.

Sassi e Zirpoli (1989) hanno formulato un modello che cerca di definire degli orizzonti chiave che possono essere utilizzati per correlare i diversi settori del basamento. Tale modello (figura 3.2.3) consiste in una sequenza litostratigrafia interpretativa e divide il basamento in cinque complessi rocciosi:

- 1) un Basamento cristallino antico (OCB) (pre-Caradociano), costituito da un complesso metasedimentario di medio-alto grado metamorfico (paragneiss e micascisti, localmente anche migmatitici);
- 2) Un complesso pelitico psammitico inferiore (LPC) (Ordoviciano) che, dove presente, risulta formato da una sottile sequenza filladica;
- 3) Un complesso vulcano-sedimentario (VSC) (Ordoviciano superiore), costituito da porfiroidi, gneiss leucocratici e occhiadini, metabasiti, marmi e quarziti;
- 4) Un complesso pelitico-psammitico superiore (UPC) (Siluriano), costituito per la maggior parte da metapeliti e in minor quantità da metapsammiti;
- 5) Un complesso carbonatico (CC).

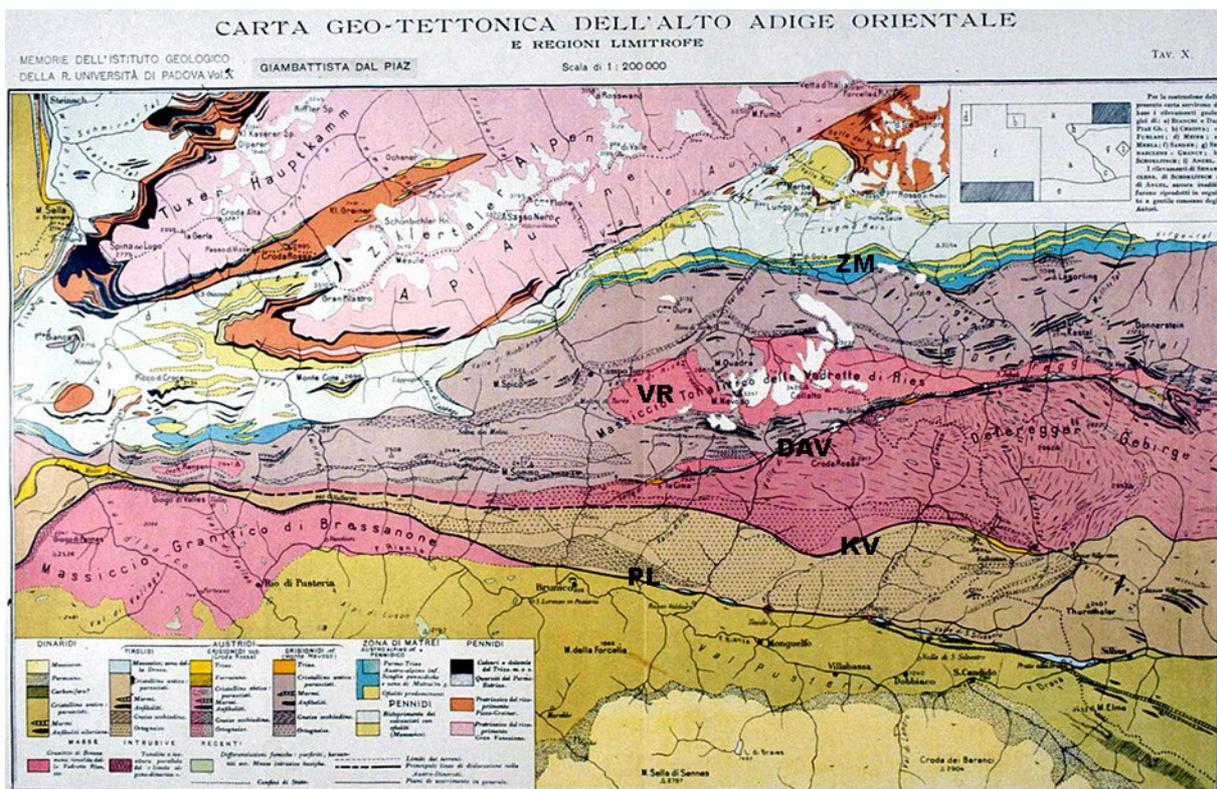


Figura 3.2.4: Carta geologica delle Alpi Orientali (Dal Piazz, 1934, modificata). VR: plutone di Vedrette di Ries; PL: linea tettonica della Pusteria; DAV: linea Deferegger-Anterselva-Valles; KV: linea Kalkstein-Vallarga; ZM: “Zona a scaglie di Matri”.

Nell'area di studio, all'interno dell'unità Austroalpina si trovano due importanti linee tettoniche di importanza regionale, che la suddividono in più porzioni. Tra il Lineamento Periadriatico e la Zona a Scaglie di Matri sono infatti localizzate le linee tettoniche della Defereggen-Anterselva-Valles (DAV) e la Kalkstein-Vallarga (KV). Si tratta di fasce milonitico-cataclastiche che in alcuni tratti raggiungono anche un'ampiezza di un centinaio di metri, che dipartendosi dalla Linea della Pusteria, con andamento circa E-W, suddividono il Basamento Austroalpino a Sud della finestra dei Tauri in tre blocchi (figura 3.2.4) che possiedono caratteri geologici differenti (Mazzoli *et al.*, 2000). Le principali differenze si osservano tra il blocco più settentrionale (nel quale si sviluppa il sentiero naturalistico di questa Tesi) e gli altri due, e sono dovute ai differenti regimi P-T cui furono sottoposte le rocce durante le principali fasi metamorfiche Prealpine e soprattutto Alpine (Marchesi, 2000a).

Gli eventi metamorfici che hanno interessato il basamento Austroalpino delle Alpi Orientali si suddividono in tre grandi cicli: "Caledoniano", Varisico e Alpino. L'aggettivo "Caledoniano" è messo tra virgolette perché in questo caso viene utilizzato con una funzione esclusivamente cronologica, di subcontemporaneità tra gli eventi avvenuti nelle Alpi e quelli Caledoniani propriamente detti, avvenuti nelle Caledonidi (Mazzoli *et al.*, 2000). Il primo ciclo, risalente all'Ordoviciano (450-500 Ma), si è sviluppato in condizioni termo-bariche proprie della facies anfibolitica (550-700 °C) con gradienti termici attorno a 20°C/Km (Bögel *et al.*, 1979) e fu seguito da un plutonismo di tipo acido e da un vulcanismo calcalino dovuti ad anatessi crostale (420-450 Ma) (Marchesi, 2000a).

Il metamorfismo che prevale nel basamento Austroalpino è Varisico (datato 310-280 Ma): si tratta di un evento caratterizzato da un gradiente di bassa pressione e da temperature elevate, avvenuto ubiquitariamente nella facies anfibolitica, localmente raggiungendo l'anatessi. I suoi effetti sono osservabili con maggiore chiarezza nelle sequenze post-ordoviciane (LPC-VSC-UPC-CC), specialmente dove esse sono esenti della sovraimpronta alpina (Mazzoli *et al.*, 2000). Nella zona a nord della DAV l'evento Varisico, detto anche Ercinico, ha generato una fusione parziale della crosta causando la locale formazione di migmatiti (Mazzoli e Moretti, 1998). E' ipotizzabile che ad una maggior profondità il grado di fusione sia stato più elevato con la produzione di fusi granitoidi, dalla cui evoluzione sono derivate le pegmatiti, successivamente trasformate in ortogneiss pegmatitici, che tuttora sono molto comuni nel basamento a nord della DAV (Stöckert, 1987).

Il metamorfismo Alpino è stato suddiviso in due eventi principali. Il più antico, messo in evidenza da Miller *et al.* (1967), avvenne nel Cretaceo ( $80 \pm 3$  Ma) e interessò una larga

porzione del basamento affiorante ad Ovest della Finestra dei Tauri. Esso presentò caratteristiche di pressione medio-alta ( $7.5 \pm 1.5$  Kbar) e raggiunse temperature vicine ai  $450^{\circ}\text{C}$  (parte alta della facies degli scisti verdi) (Stöckert 1984,1987). L'evento più recente (Eocene-Oligocene), avvenuto circa 40 Ma fa, fu caratterizzato nell'area in esame da condizioni di basso grado metamorfico tipiche della facies degli scisti verdi (pressioni attorno ai 3-4 Kbar e temperature vicine ai  $350^{\circ}\text{C}$ ). A quest'ultimo evento, denominato anche "Metamorfismo dei Tauri", viene data spesso particolare importanza perché rappresentativo di uno sviluppo di carattere regionale: esso interessa infatti non solo le rocce Pennidiche della Finestra dei Tauri (nelle quali produsse effetti molto intensi), ma anche il basamento Austroalpino a Sud di tale struttura. In particolare, gli effetti di questo metamorfismo sono stati riscontrati attraverso i dati radiometrici ricavati da Borsi *et al.* (1973), esclusivamente nel settore a nord della DAV. La rielaborazione Alpina diventa più rilevante col avvicinarsi al limite tettonico tra il basamento Austroalpino e quello Pennidico (Mazzoli *et al.*, 2000). L'ultimo evento metamorfico Alpino è stato il metamorfismo di contatto nelle aureole dei plutoni oligocenici; in particolare, il plutone delle Vedrette di Ries è circondato da una aureola di contatto ben sviluppata (Cesare, 1992).

### 3.2.3. IL PLUTONE DI VEDRETTE DI RIES

Il plutone delle Vedrette di Ries è localizzato nella parte più settentrionale del basamento Austroalpino, precisamente nel settore del complesso Merano-Mules-Anterselva delimitato a nord dalla Finestra dei Tauri e a Sud dalla linea DAV (figura 3.2.5).

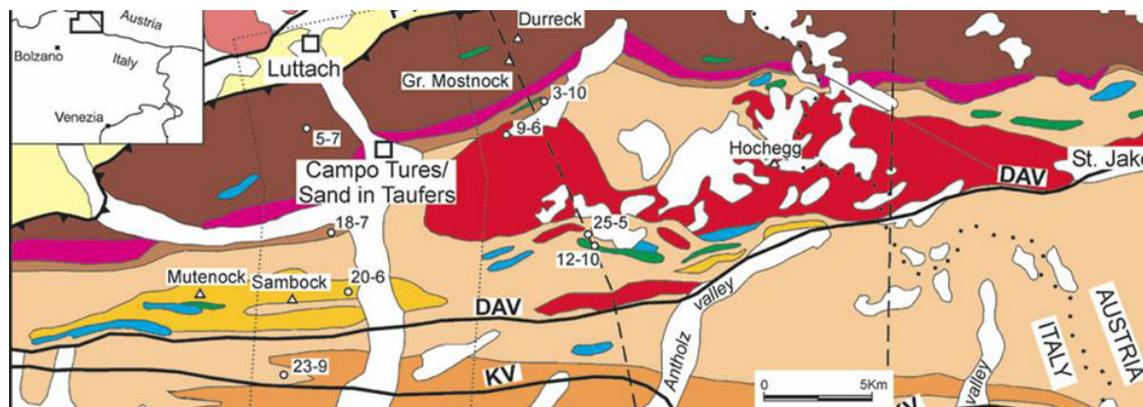


Figura 3.2.5: Estratto di carta geologica raffigurante il corpo intrusivo di Vedrette di Ries (in rosso), situato nel complesso Merano-Mules-Anterselva (da Sassi *et al.* 2004).

Si tratta di un plutone Oligocenico, testimonianza del magmatismo post-collisionale tardo-Alpino a carattere prevalentemente orogenico, localizzato in corrispondenza del Lineamento Periadriatico (Borsi *et al.*, 1979; Bellieni *et al.*, 1981). Esso, come gran parte delle strutture di questa regione, è allungato in direzione E-O ed è attraversato da un corteo filoniano comprendente numerosi dicchi di carattere acido e basico, con orientazione preferenziale E-O oppure N-S (Dal Piaz, 1934; Bellieni *et al.*, 1981). La messa in posto di questo corpo intrusivo avvenne  $30 \pm 3$  Ma fa, a profondità di circa 13 Km e con pressioni comprese tra 3 e 4 Kbar. Steenken *et al.* (2000) sostengono che la messa in posto di tale plutone sia dovuta all'attività della DAV: tale lineamento tettonico ha rappresentato la zona di risalita dei magmi da una zona di alimentazione, collocata al margine centro-orientale del versante sud del plutone.

Le rocce dei plutoni di Vedrette di Ries e Cima di Vila hanno carattere calc-alcalinico. Esse sono, in ordine decrescente di abbondanza, granodioriti, tonaliti, graniti e dioriti, con termini di transizione tra un litotipo e l'altro (Bellieni *et al.*, 1976).

Per primo, Dal Piaz (1934) analizzò in dettaglio l'area a nord della DAV, rilevando la presenza di una struttura antiforale ad asse E-W in corrispondenza del corpo intrusivo di Vedrette di Ries e interpretandola come generata dall'intrusione stessa. Egli notò la presenza di una foliazione penetrativa di piano assiale, leggermente inclinata a formare anche pieghe isoclinali di scala ettometrica, immergente verso nord a settentrione del plutone e verso sud a meridione (figura 3.2.6).

Successivamente anche Borsi *et al.* (1978) e Mager (1985) proposero assetti strutturali simili. Stöckhert (1984) associò queste strutture deformative dell'incassante alla fase metamorfica Eoalpina, rilevando anche la presenza di strutture precedenti all'orogenesi Alpina. Numerosi autori, tra cui il già citato Dal Piaz (1934), notarono anche la presenza di fasi deformative successive alla messa in posto del plutone, testimoniate dalle frequenti fratture, laminazioni e pieghe presenti all'interno delle masse magmatiche (Marchesi, 2000a).

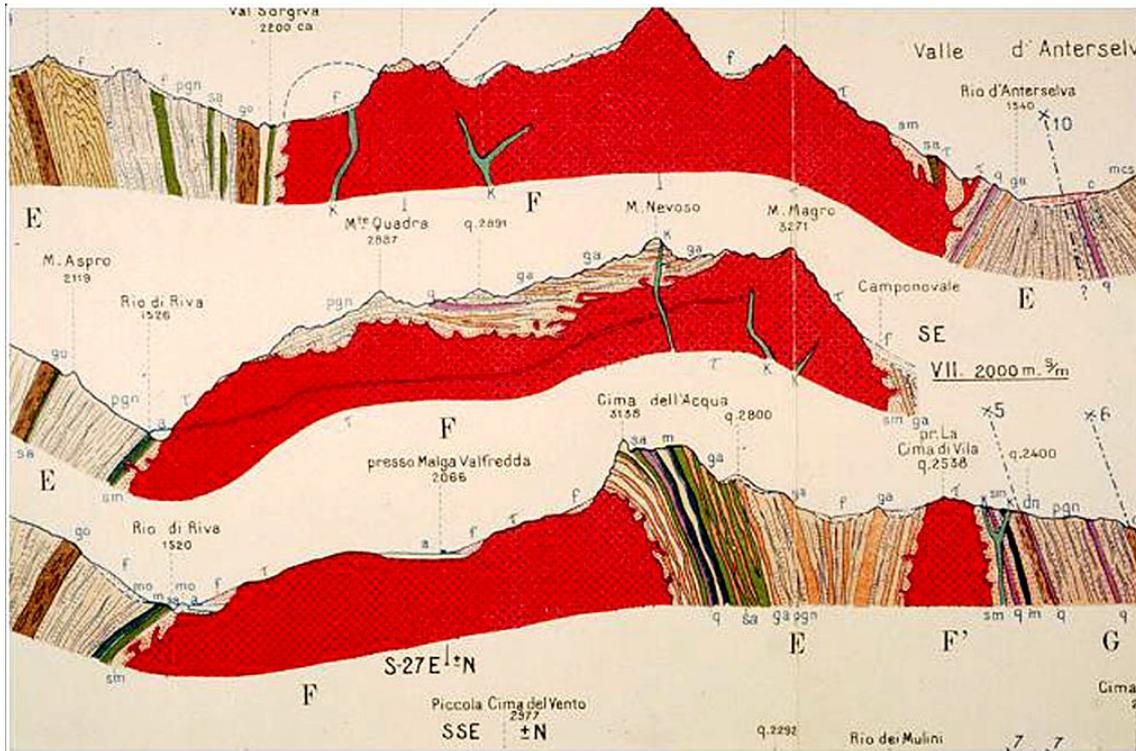


Figura 3.2.6: Profili geologici in direzione NW-SE nell'area dei plutoni di cima di Vedrette di Ries e Cima di Vila (da Dal Pia, 1934). In rosso sono rappresentate le granodioriti e le tonaliti. Da notare la struttura antiforme definita dalla foliazione nel basamento. pgn = paragneiss, q = quarziti, ga = ortogneiss pegmatitici, m = marmi, k = filoni lamprifirici, sa = anfiboliti.

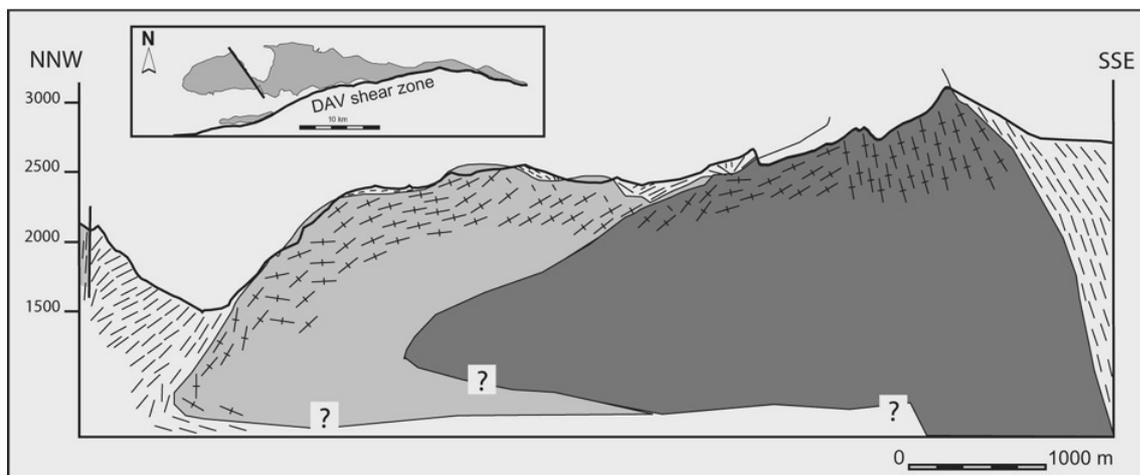


Figura 3.2.7: Profilo del plutone. Le due gradazioni di grigio utilizzate indicano le due tipologie di rocce magmatiche: grigio chiaro = tonaliti a grana media, grigio scuro = granodioriti a grana fine. Da Rosenberg (2004).

Secondo l'interpretazione di Rosenberg (2004) il corpo principale del plutone, spesso circa 2 km, è relativamente suborizzontale, ma diventa nettamente immergente verso sud con l'avvicinarsi alla linea DAV, lungo la quale avvenne la risalita dei magmi. Il contatto tra

tonaliti a grana media e granodioriti fini nel corpo principale del plutone è suborizzontale o gradualmente immergente (figura 3.2.7). Il tetto del plutone affiora nella zona centro settentrionale, mentre la base dello stesso è situata nell'area più ad ovest (Cesare *et al.*, 2004). L'intrusione del plutone delle Vedrette di Ries ha indotto un metamorfismo "di contatto" sulle rocce del basamento cristallino incassante, generando un'aureola metamorfica dello spessore di poco inferiore al chilometro. Durante l'evento metamorfico si raggiunsero temperature di 600-620°C e pressioni comprese tra 3 e 4 Kbar (Cesare, comunicazione personale, 2007). Lo stesso autore ha individuato cinque zone in cui può essere suddivisa l'aureola metamorfica a sud della massa magmatica, ed in cui si può riconoscere una sequenza progradata di reazioni cui le metapeliti sono state sottoposte in seguito alla messa in posto del plutone. La caratteristica macroscopica più evidente delle rocce dell'aureola di contatto è la presenza di andalusite, che nelle metapeliti può presentarsi in porfiroblasti lunghi fino a 10 cm, talora di un colore rosa intenso (figura 3.2.8).



*Figura 3.2.8: Campione di scisto grafítico contenente abbondanti porfiroblasti di andalusite a grana grossolana generati dal metamorfismo di contatto.*

### 3.3. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

La geomorfologia studia i processi che hanno modificato la conformazione della litosfera, con particolare interesse per quanto è avvenuto nel periodo geologico più prossimo al presente, che va sotto il nome di Quaternario (meno di 1,8 Ma).

La catena Alpina, fin da quando si è formata, è stata interessata dai processi di disfacimento naturale che l'hanno trasformata in ciò che oggi conosciamo: circhi glaciali, valli sospese e depositi morenici sono tracce del modellamento glaciale, mentre frane di crollo, falde e coni detritici sono forme di un'evoluzione morfologica prevalentemente post-glaciale. Infatti, l'aria, l'acqua e il ghiaccio, venendo a contatto con i materiali che compongono la litosfera, determinano fenomeni di disgregazione e alterazione delle rocce; i loro movimenti, ai quali si aggiungono quelli legati esclusivamente alla forza di gravità, operano il trasporto di detriti attraverso fenomeni di erosione e di deposizione. Come risultato, l'alternanza di gelo e disgelo, l'erosione per opera delle acque e dei ghiacciai, e la forza di gravità tendono a cancellare le forme preesistenti nei luoghi dove prevale l'erosione e a seppellirle laddove avviene un accumulo.

Le glaciazioni del Quaternario sono certamente le più studiate e conosciute, a tal punto che spesso la parola Quaternario è stata utilizzata come sinonimo di era glaciale. Questa Era ebbe inizio 1,8 Ma fa e viene suddivisa in due periodi: il Pleistocene, che si concluse 10.000 anni fa e l'Olocene, in pratica l'attualità (Smiraglia, 1992).

Questa attenzione legata all'era Quaternaria è ben motivata; infatti, molti dei mutamenti avvenuti durante il Pleistocene provocarono profonde variazioni ambientali ed in particolare il succedersi di glaciazioni e di periodi interglaciali ha lasciato tracce abbastanza profonde. Tali mutamenti consentono confronti con la situazione odierna e ci permettono di studiare l'evoluzione che ha portato verso le forme attuali (Castiglioni, 1986).

Sulle Alpi furono distinti quattro periodi glaciali durante il Pleistocene, denominati a partire dal più antico *Günz*, *Mindel*, *Riss* e *Würm*, alternati a periodi più caldi interglaciali (figura 3.3.1). Durante questi cicli glaciali le Alpi furono quindi a più riprese seppellite sotto una calotta di ghiaccio che in alcuni punti aveva uno spessore vicino ai 2000 m e dalla quale fuoriuscivano solamente le cime più elevate.

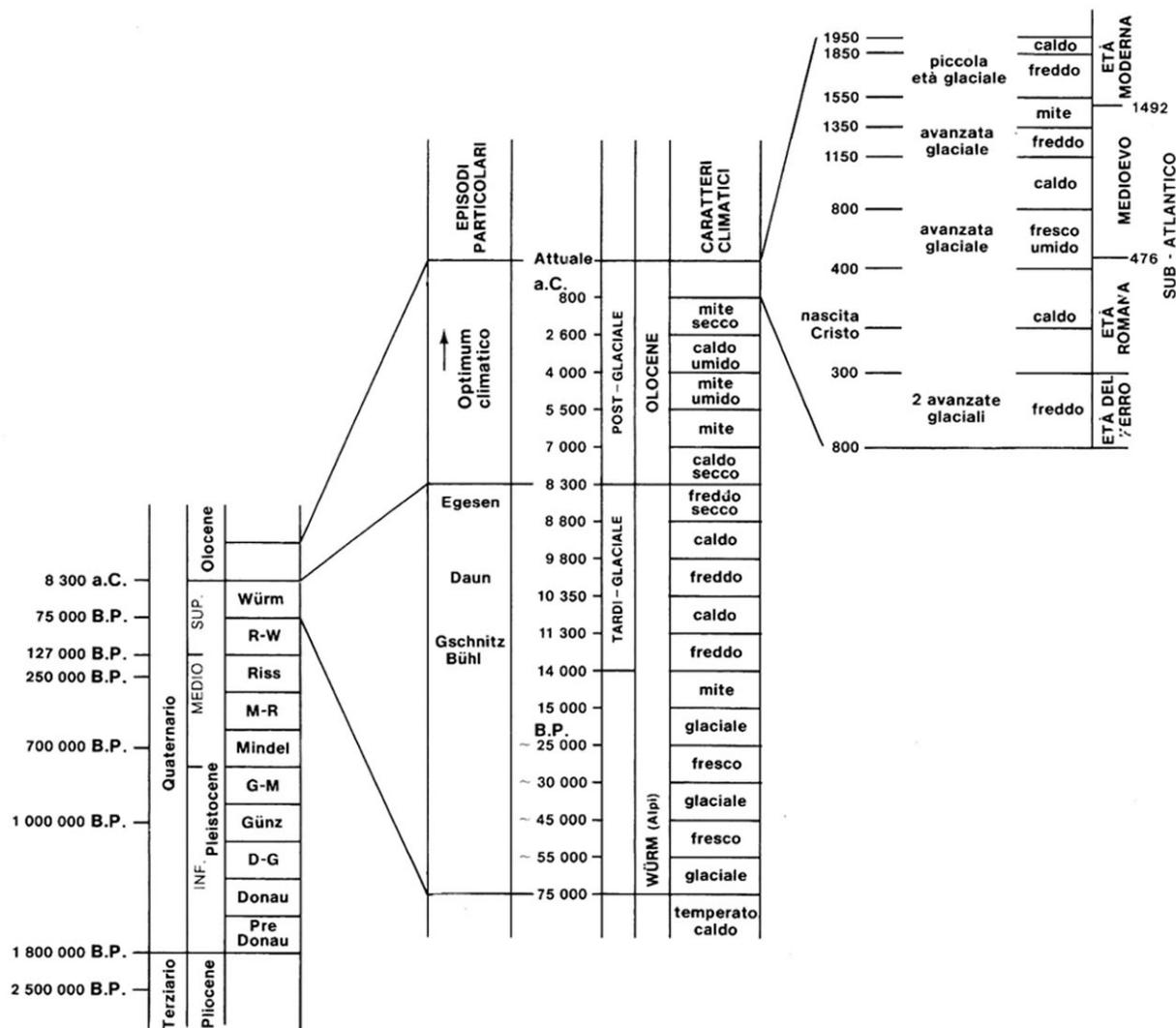


Figura 3.3.1: Glaciazioni quaternarie (Da Panizza 1985).

L'ultima glaciazione pleistocenica (*Würm*) iniziò 75000 anni fa ed ebbe il suo massimo tra 30.000 e 18.000 anni fa, quando i ghiacciai coprivano circa il 30% di tutte le terre emerse. Il suo ritiro avvenne in un lasso di tempo molto breve (geologicamente parlando) e si concluse appena 6000 anni fa. Il riscaldamento che seguì l'ultima glaciazione, portò alla dissoluzione delle calotte non polari e raggiunse un massimo ("optimum") nella prima fase dell'Olocene (circa 7000 anni fa), seguito poi da un deterioramento. Il culmine di questa fase negativa è rappresentato dall'espansione dei ghiacciai avvenuta fra il XVI e il XIX secolo (1550-1850), definita Piccola Età Glaciale (PEG). A partire dalla seconda metà del XIX sec. si ebbe una recessione, caratterizzata da un arretramento delle fronti glaciali, dalla diminuzione delle superfici e dello spessore, dalla separazione di lingue prima confluenti e dall'estinzione dei ghiacciai minori. Questa recessione non fu tuttavia lineare e continua, ma fu interrotta da avanzate di limitata entità o da soste e da rallentamenti del ritiro ad intervalli di qualche

decennio, ed in particolare nel 1880-90, nel 1920 e nel 1960-80 (Smiraglia, 1992). Dopo questo breve periodo favorevole al glacialismo a cavallo degli anni '60 e '80 del secolo scorso, la deglaciazione è stata pronunciata, con arretramento delle fronti glaciali di parecchi metri all'anno. L'evoluzione del fenomeno è riportata, per alcuni ghiacciai annualmente controllati, dalle annuali campagne glaciologiche, pubblicate nel Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano e nel periodico Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, che gli ha fatto seguito.

Anche nell'area considerata, come in tutte le aree del settore alpino, le tracce del modellamento glaciale sono ovunque evidenti, soprattutto quelle relative alla più recente fase di massima espansione occorsa nel Pleistocene (Ultimo Massimo Glaciale).

Sui versanti più elevati del gruppo delle Vedrette di Ries, in particolare su quelli rivolti verso nord, sono ancora presenti numerosi ghiacciai. Questi hanno avuto una significativa espansione durante la Piccola Età Glaciale e successivamente si sono ritirati sia in estensione che in spessore.

Dorsali dalle creste aguzze (*arêtes*), spesso delimitanti circhi glaciali, valli sospese e rock glaciers attivi sono molto frequenti a quote elevate. Non di rado nelle aree rocciose già ricoperte da ghiacciai si osservano rocce montonate e liscioni glaciali con strie e solchi. Largamente diffusi sono anche i depositi morenici, sia come depositi sparsi che come argini di morene frontali e laterali. Queste morene sono state deposte dai ghiacciai in fase di ritiro, durante i vari stadi individuati dagli Autori (Damm, 1996).

L'evoluzione morfologica post-glaciale è caratterizzata da manifestazioni legate all'azione della gravità e alla dinamica fluviale e torrentizia. Lungo i versanti rocciosi particolarmente pendenti sono molto diffuse falde e coni detritici. Spesso questo materiale viene mobilizzato da fenomeni di trasporto di massa (*debris flow*), che lo ridepositano con caratteristiche forme digitate caratterizzate da due argini paralleli. Non sono invece molto diffuse le frane, sia di crollo che di scivolamento, che sono generalmente di modesta entità.

### 3.4. INQUADRAMENTO VEGETAZIONALE

#### 3.4.1. CARATTERISTICHE CLIMATICHE E VEGETAZIONALI DELL'ALTO ADIGE

In Alto Adige si distinguono una decina di formazioni vegetali che, a livello fisionomico, caratterizzano le diverse fasce altitudinali o gli ambiti azonali più caratteristici. Per fasce altitudinali si intendono “quelle unità elementari riconoscibili nella vegetazione naturale potenziale in relazione a variazioni di altitudine” (Pignatti, 1995). La composizione del manto vegetale dipende essenzialmente da clima e suolo. Al fine di classificare la vegetazione in base alla tipologia di suolo, sono stati creati i gruppi di substrato, basandosi sulla *Carta geologica d'Italia* a scala 1:500.000: si tratta di un'utile chiave di lettura del territorio forestale alpino sulla base di raggruppamenti di formazioni geologiche e/o litologiche (Del Favero, 2004). Oltre che dalla tipologia del suolo, la composizione del manto vegetale è influenzata anche dal regime idrologico e dalla situazione macro- e microclimatica: quest'ultima determina repentine variazioni sulla successione della vegetazione in senso verticale.

Procedendo dal basso verso l'alto (figura 3.4.1), la prima fascia vegetazionale che s'incontra è quella che interessa i boschi ripariali, estesi lungo i fondovalle delle principali valli fluviali. All'aumentare della quota e/o della pendenza si entra nella fascia submontana, compresa tra 800 e 1000 m; in questa fascia sono presenti boschi cedui a roverella, orniello e/o carpino nero, boschi di pino silvestre, boschi di faggio, ed i più diffusi boschi di abete bianco, che si sviluppano soprattutto sulle rocce porfiriche acide a sud di Bolzano. La maggior parte della superficie boschiva altoatesina tuttavia è compresa nelle fasce montana, altimontana e subalpina (Del Favero, 2004): tra i 900 e i 2000 m prevalgono i boschi di abete rosso, nei quali può essere presente o meno il larice. Al di sopra dei 1700/1800 m si hanno boschi di larice-cembro, che generalmente, attorno ai 2200–2300 m, costituiscono il limite superiore della vegetazione arborea. La fascia di arbusti nani, costituita da pino mugo (prevalentemente su terreni calcarei) o da rododendro e ginepro (su terreno siliceo) e compresa tra le ultime foreste e le praterie d'alta quota, in molte zone della regione è stata sostituita nel corso dei secoli da estesi pascoli montani, necessari al sostentamento delle comunità locali. Sopra i 2500 m dominano le associazioni erbacee primarie di alta quota come i curvuleti su terreni silicei ed i seslerieti su terreni dolomitici. Infine, sopra i 2500-2600 m troviamo l'orizzonte nivale in cui le nude rocce sono ricoperte, fino alle cime, soltanto da muschi e licheni (Provincia Autonoma di Bolzano, 1990).



Figura 3.4.1 : Piani altimetrici e dislivello di continentalità (da Provincia Autonoma di Bolzano, 1990).

### 3.4.2. IL LIMITE SUPERIORE DEL BOSCO NEL GRUPPO DELLE VEDRETTE DI RIES

Nel Gruppo delle Vedrette di Ries la vegetazione arborea dominante è costituita principalmente da conifere. Si possono tuttavia rinvenire isolatamente anche alcune latifoglie, come il sorbo degli uccellatori e, laddove ci sia una buona disponibilità idrica, anche salici ed ontani. Sui versanti in ombra esposti a nord domina l'abete rosso, costituendo estese peccete altimontane e subalpine; dove il manto boschivo è più rado e la posizione è soleggiata è diffuso anche il larice, che assieme all'abete rosso forma i piceo-lariceti. A quote più elevate *Larix decidua* e *Pinus cembra* sono le specie arboree che costituiscono il limite degli alberi in questa zona. Essi compongono i larici-cembreti, popolamenti lacunosi con alberi raccolti a cespi (Del Favero, 2004).

Il presente lavoro ha come oggetto un sentiero che, per buona parte della sua lunghezza si articola a quote elevate, comprese tra i 2000 ed i 2500 m. A queste altitudini la temperatura e la brevità del periodo vegetativo giocano un ruolo fondamentale sulla distribuzione della vegetazione forestale, modificandone i vari aspetti (habitus degli alberi, accrescimento, rinnovazione, mortalità, struttura) (Del Favero, 2004). Vi sono poi altri fattori quali l'esposizione, la micromorfologia, la pendenza, i venti, la prolungata permanenza del manto nevoso, che pure agendo localmente, rendono ulteriormente difficoltoso l'accrescimento degli alberi (Peterson e Peterson, 1994).

Le condizioni ambientali estreme di tali luoghi (definiti in lingua tedesca anche *Kampfzone*, cioè “zona di battaglia”) rendono più evidenti le risposte degli organismi viventi all’azione di specifici fattori ecologici, in particolare climatici. Il limite del bosco rappresenta infatti uno degli aspetti più evidenti della zonazione altitudinale della vegetazione e, più che una semplice linea di confine con le sovrastanti cenosi erbaceo-arbustive del piano alpino, questo ambiente è da considerarsi un vero e proprio sistema ecotonale, interposto fra le zone terminali del bosco chiuso subalpino e le isolate avanguardie arboree.

Essendo una cenosi di transizione tra la foresta densa e le cenosi più rade, è assai difficile stabilirne i limiti; convenzionalmente Körner (1998) ha distinto tre zone principali:

- *timberline* (limite superiore del bosco), ovvero quella linea congiungente la parte superiore della vegetazione forestale densa e continua;
- *treeline* (limite superiore degli alberi), linea congiungente la parte superiore dei gruppi densi di alberi (individui a portamento arboreo di altezza superiore ai 3 m);
- *tree species line* (limite superiore della specie), la linea congiungente gli individui arborei isolati della cosiddetta *kampfzone* ovvero gli individui al limite estremo del loro areale.

La successione tipica è quindi: bosco denso - gruppi di alberi - individui arborei isolati (avamposti) - prateria alpina. E’ possibile quindi definire la *treeline* come il limite potenziale della vegetazione (Anfodillo e Urbinati, 2001) dal momento che in questa zona è ancora possibile l’associazione di specie arboree, oltre la quale la sopravvivenza è determinata solo da particolari condizioni microclimatiche.

Nell’area studiata, gli alberi raggiungono quote superiori ai 2400 metri e la loro altitudine è tra le maggiori nelle Alpi Orientali (figura 3.4.2). Questo è dovuto essenzialmente alle condizioni di maggiore continentalità di questo settore della catena alpina: minori precipitazioni ed un maggior numero di ore di sole, hanno come effetto principale quello di alzare la *treeline* di qualche centinaio di metri (Damm, 1999). La temperatura media annua nella stazione meteorologica di Riva di Tures è di 4,5°C, il totale di precipitazioni annue è vicino ai 1000 mm, il gradiente della temperatura estiva dell’aria è stato valutato di 0,7°C/100 m e quello della temperatura media annua in 0,63 °C/100 m (Damm, 1999).

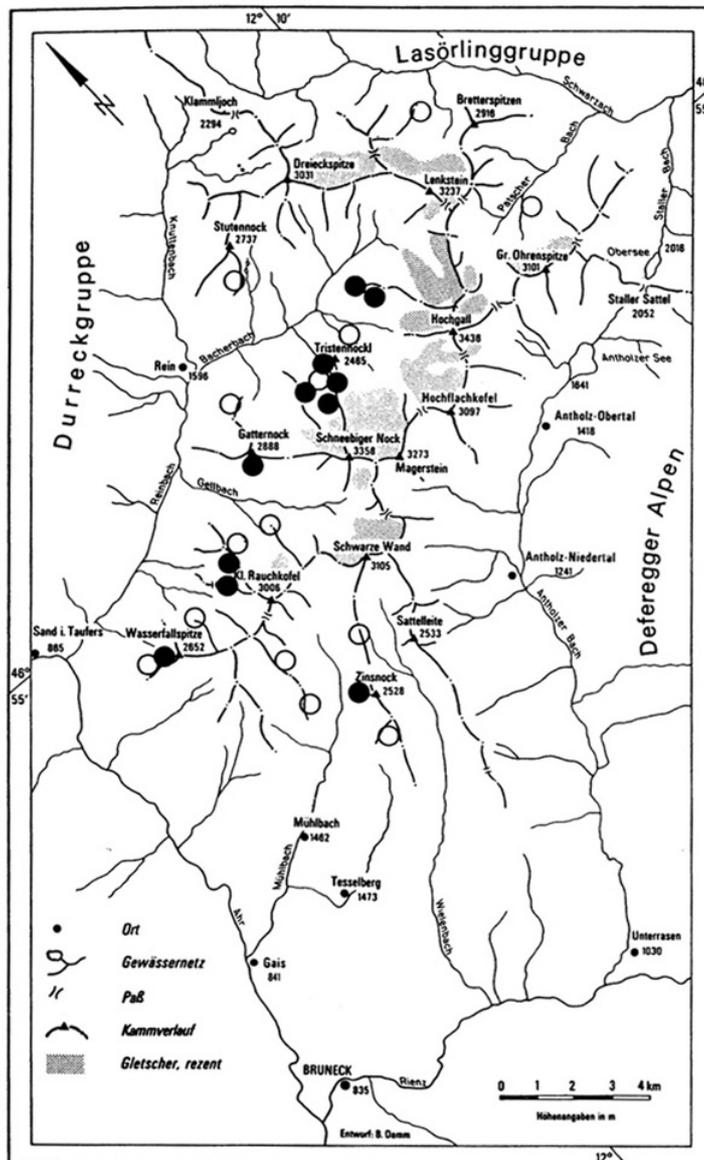


Figura 3.4.2: mappa del Gruppo delle Vedrette di Ries e delle zone circostanti. I punti indicano i luoghi dove gli alberi vegetano al di sopra del limite superiore potenziale della timberline (essenzialmente sopra i 2400 m); gli anelli invece indicano i relitti delle foreste montane all'altitudine del possibile limite superiore delle foreste chiuse (da Damm, 1998).

A tali cause si associano quelle di natura litologica: nel settore meridionale delle Alpi Orientali, caratterizzato da versanti di origine sedimentaria (dolomitico-carbonatica) la *treeline* non si spinge oltre i 2000-2100 m di altitudine, delimitata nella parte superiore dall'orografia stessa del territorio, che rappresenta un limite naturale all'avanzata del bosco. Nelle Alpi Orientali più settentrionali, costituite prevalentemente da rocce di origine vulcanica e metamorfica la *treeline* si spinge invece a quote anche superiori ai 2400 m. Il limite inferiore invece è molto variabile, ma questa variabilità non è riconducibile tanto a

particolari fattori naturali, quanto invece all'attività antropica soprattutto per quanto riguarda la creazione di spazi per le attività agropastorali. In tutte le Alpi si sta assistendo all'apparente innalzamento di quota del limite superiore del bosco, ma spesso è semplicemente una ricolonizzazione di aree precedentemente utilizzate, da imputare alla cessata pressione antropica di molti luoghi.

*Timberline* e *treeline* sono divenuti negli ultimi decenni importanti argomenti di ricerca per biologi, climatologi e dendrocronologi. Le condizioni ambientali estreme di questi ambienti sono ideali per un'analisi delle interazioni fra individui arborei e fattori ecologici, in particolare climatici (Urbinati e Carrer, 1997). Nell'area di Vedrette di Ries le ricerche in questi siti sono state numerose e molti di questi studi ci permettono di ricostruire la storia e l'evoluzione della vegetazione dal Tardiglaciale fino ad oggi.

All'inizio del periodo Postglaciale (circa 10.000 anni fa), il limite del bosco nei monti di Tures arrivava ad un'altezza di circa 2200-2300 m. Le oscillazioni climatiche avvenute durante l'Olocene, compreso il periodo più recente della Piccola Età Glaciale, hanno causato lievi abbassamenti del bosco (60-100 m), senza tuttavia modificare l'assetto della vegetazione (Damm, 1999). Più efficaci però sono stati gli abbassamenti dovuti agli interventi antropici, molto più importanti rispetto alle fluttuazioni climatiche: a partire dal Medioevo (XII secolo), con l'aumento della popolazione e l'intensificazione dell'attività mineraria, la crescente domanda di legname e di terreni per il pascolo ha causato una seria riduzione della superficie forestale anche a quote elevate, provocando un abbassamento della *Timberline* dell'ordine di 200-300 m (Damm, 1998). Nel periodo compreso tra le due guerre mondiali, il governo fascista di Mussolini, in accordo con Hitler, istituì "l'Opzione dell'Alto Adige" (21 Ottobre 1939). Questa legge, in linea con la politica di italianizzazione dell'epoca, prevedeva uno spostamento della popolazione locale di lingua tedesca e ladina (che lo volesse), nei territori della Germania nazista. L'85-90% della popolazione altoatesina optò per l'emigrazione, ma prima di abbandonare la regione, i suoi abitanti operarono tagli raso su larga scala per ricavare legname da vendere. I risultati di tali tagli sono ancora visibili nelle zone di *Timberline*, dove i tronchi abbattuti in eccedenza sono stati lasciati sul posto. La distruzione del bosco nelle zone d'alta quota ha avuto come conseguenza l'erosione locale del suolo. Datati con la dendrocronologia, questi tronchi hanno mostrato età comprese tra 300 e 400 anni (Damm, 1998). Il processo di emigrazione fu interrotto dallo scoppio del conflitto mondiale e, nel 1945, la maggior parte degli optanti ritornò in Italia.

Nel corso del periodo di riscaldamento successivo al 1860 e in relazione alla gestione estensiva di prati e pascoli, il limite del bosco è salito fino ai 2350-2400 m della fine del XX

secolo. Questa ascesa non è avvenuta in maniera continua ma a intervalli: sono state osservate due fasi di germinazione durante periodi a clima favorevole, la prima attorno al 1890 e la seconda tra il 1940-50. I periodi più freschi fra 1910-20 e 1970-80 non hanno avuto effetti di rilievo su questa evoluzione (Damm, 1999).



*Figura 3.4.3: Monte Covoni (2465 m ), sopra la Valle del Rio: uno dei luoghi più impressionanti dove si trova la timberline nel Gruppo delle Vedrette di Ries . Durante il periodo di massima espansione glaciale il ghiacciaio di Monte Magro ne lambiva le pendici orientali.*

Il limite attuale della vegetazione nell'area in esame è molto variabile a seconda che si consideri il versante nord oppure sud della Valle del Rio. Quest'ultimo, caratterizzato da un'esposizione verso meridione ospita tuttora alcuni alpeggi in attività (malghe Ursprung e del Covolo-Koflerhalm), che mantengono il bosco 200-300 metri più basso del limite potenziale. Il versante opposto è più aspro ed è caratterizzato dalla permanenza a quote elevate dei ghiacciai. Qui il bosco è stato meno sfruttato e in alcuni casi gli alberi non sono stati tagliati, perché di scarsa qualità oppure troppo difficili da raggiungere. Il pino cembro, specie più rustica e microterma del larice, ha quindi avuto la possibilità di ricolonizzare le

pendici, giungendo fino a quote elevate. Il caso più eclatante di tale fenomeno è sicuramente la famosa cembreta situata sulle pendici di Monte Covoni, dove il cirmolo raggiunge un'altitudine di 2465 (figura 3.4.3). In altri casi si osservano cembri vegetare su pareti semi verticali fin oltre i 2500 metri di altitudine.

### 3.4.3. NOCCIOLAIA E RINNOVAZIONE DEL PINO CEMBRO

Una particolarità del pino cembro è che la sua dispersione è svolta principalmente da un corvide, la nocciolaia (*Nucifraga caryocatactes* L.). Il seme di cirmolo infatti non può venire disperso dal vento perché pesante e privo di ala. Gli strobili inoltre sono indeiscenti. La nocciolaia ha stabilito relazioni che stringono assai più la conifera al piccolo corvide che viceversa (Masutti, 1992). Questo uccello, infatti, possiede adattamenti morfologici che gli permettono di aprire le squame dei coni del cembro e trasportare i semi all'interno della tasca sublinguale (Camaret *et al.*, 1998). Fin dall'inizio dell'estate essa raccoglie i semi disponibili e li nasconde come riserva alimentare per l'inverno. Tale operazione è detta "tesaurizzazione".

La produzione di semi di cembro varia enormemente a seconda degli anni (Contini e Lavarello, 1982; Crocq, 1990; Mattes 1994). Tali variazioni si ripercuotono direttamente sulla quantità di semi nascosti nel suolo dal corvide, perché quest'ultimo raccoglie tutti i semi disponibili, eccezion fatta per gli anni in cui la produzione è abbondante (Crocq, 1990; Mattes 1994). La conseguenza di ciò è che la quantità di semi stoccati diventa abbondantemente superiore al consumo dell'animale negli anni di buona fruttificazione. Molti di tali semi vengono così dimenticati nei nascondigli e possono germinare. Le giovani piantine di cembro appena spuntate presentano una classica struttura a "cespo"; questa particolarità deriva dal fatto che in un nascondiglio la nocciolaia depone molti semi, che, germinando assieme, generano un cespo di piante della stessa età. La percentuale di germinazione è abbastanza elevata e il numero delle piante che costituiscono il cespo decresce all'aumentare dell'età per effetto della competizione intraspecifica e dei fattori ambientali (Camaret *et al.*, 1998). La nocciolaia, estraendo dagli strobili e nascondendo il seme di pino cembro, permette che questo sfugga alla predazione di altri animali, soprattutto roditori e, nel contempo, ne permette la diffusione. Così facendo il Cirmolo può colonizzare le aree meno sfruttate, come pascoli abbandonati e praterie alpine. La ricolonizzazione avviene a partire da punti preferenziali (vecchi soggetti isolati, massi affioranti), attorno ai quali in epoche successive si aggregano altri individui.

## **4. MATERIALI E METODI**

### **4.1. RACCOLTA DATI**

Durante la fase di raccolta dati, è stata effettuata una ricerca bibliografica sulle caratteristiche geologiche, geomorfologiche e vegetazionali dell'Alto Adige Orientale, con particolare attenzione alla zona delle Vedrette di Ries. Assieme al mio relatore, ho cercato un percorso che fosse rappresentativo su geologia, geomorfologia e ambiente della zona. La scelta è ricaduta sul sentiero attorno alla Valle del Rio (con delle varianti, vedi capitolo 5.1., "caratteristiche logistiche") perché qui si possono osservare numerose e significative variazioni litologiche, con rocce che fanno parte del plutone di Vedrette di Ries e del basamento Austroalpino incassante. Inoltre, nelle zone di passaggio tra i due litotipi, tali rocce hanno registrato gli effetti di un metamorfismo di contatto (vedi capitolo 5.2., "litologie osservabili") con lo sviluppo di fenomeni e minerali osservabili solo in questa zona. Ho effettuato delle ricerche per ogni tipo di roccia ed inoltre mi sono state fornite delle utili indicazioni sul loro riconoscimento macroscopico, basate sui minerali presenti e sulla genesi.

Alla fine del mese di luglio 2006, assieme al Professor Cesare, ho effettuato un sopralluogo per valutare se effettivamente l'itinerario si prestava a questo tipo di lavoro. Il sentiero è stato percorso nella sua interezza per verificare se effettivamente tutte le caratteristiche (litologie, forme, habitat) che ci si aspettava di trovare fossero state effettivamente presenti. La scelta dell'area, unica nel suo genere, si è rivelata azzeccata. Dal percorso si osservano anche gran parte delle forme tipiche dell'alta montagna, in particolare quelle di origine glaciale (circhi, morene, rocce montonate), ma anche quelle di diversa origine, come conoidi detritiche e detriti di falda. Inoltre l'itinerario è molto interessante anche dal punto di vista ambientale, perché possiede una grande quantità di ambienti previsti dall'allegato I della direttiva "Habitat". Ho effettuato anche una ricerca sul limite superiore del bosco nell'area di studio e sulle sue fluttuazioni dal Tardiglaciale ad oggi.

Infine ho provveduto a richiedere all'Ufficio Parchi e all'Ufficio Geologia e Prove Materiali della Provincia di Bolzano il materiale cartografico (carta IGM 1:25000 georeferenziata, file degli habitat Natura 2000, geologia e geomorfologia) riguardante la zona in questione, al fine di elaborarlo durante la fase finale di stesura della tesi, per produrre delle mappe tematiche.

## 4.2. RILIEVI DI CAMPO

La fase di rilievi vera e propria è stata effettuata nel mese di agosto 2006. Durante questo periodo ho soggiornato presso il Rifugio Roma (Kasseler Hütte, 2276 m), punto strategico perché costruito nel cuore del gruppo delle Vedrette di Ries e raggiungibile da Riva di Tures in poco tempo (2-3 ore). Utilizzando il rifugio come campo base, ho effettuato rilievi principalmente nelle aree del Lago Maler, del Ghiacciaio di Monte Magro e lungo il sentiero Arthur Hartdegen fino a Malga Ursprung (2396 m). Il resto del lavoro è stato realizzato partendo sia da Rifugio Roma, sia da Riva di Tures.

Successivamente, basandomi sulla carta geologica della zona a mia disposizione, ho cercato lungo il sentiero tutte le zone in cui potevo trovare formazioni litologiche di particolare interesse. Con l'ausilio del martello da geologo ho esaminato le rocce per accertarmi dell'appartenenza all'una o all'altra litologia. In alcuni casi questa operazione è stata difficoltosa perché ad occhio nudo non sempre è stato possibile distinguere tutti i minerali presenti; in questi casi per l'identificazione è stato necessario l'impiego di una lente d'ingrandimento o l'aiuto del relatore. Oltre alle litologie ho prestato particolare attenzione alle caratteristiche morfologiche, alle peculiarità ambientali e agli aspetti vegetazionali rilevanti (Habitat Natura 2000). Inoltre sono stati ricercati, sempre lungo l'itinerario, i migliori punti panoramici dai quali si gode di un'ampia visuale sulle cime circostanti e su altri aspetti importanti.

Le tappe individuate sono state, in un primo momento, cartografate manualmente sulle carte a mia disposizione (carta Tabacco e carta geologica); successivamente ne sono state rilevate le coordinate UTM, relative al fuso 33T, mediante un dispositivo satellitare GPS. Per ogni tappa ho riportato una descrizione dettagliata, comprendente:

- Coordinate;
- Tipo di roccia o di forma geomorfologica (o entrambe);
- Quota (m.s.l.m.);
- Localizzazione precisa dell'oggetto della sosta, con riferimenti a manufatti umani o conformazioni naturali particolari;
- Indicazioni su come osservare le rocce (minerali presenti, giacitura, ecc);
- Per le tappe che lo richiedevano, individuazione dell'habitat di appartenenza tra quelli proposti da natura 2000, e/o descrizione di quello che da esse si può vedere (tappe panoramiche);
- Eventuali altre particolarità.

Assieme a Franz Hinteregger, responsabile del centro visite del Parco Naturale Vedrette di Ries-Aurina a Campo Tures, sono andato a Malga del Covolo di Sopra ad intervistare il gestore storico, il signor Alois Eder, dal quale ho ricavato parecchie informazioni sulla gestione tipica dei pascoli e sulla zootecnia montana della zona.

Infine, rilevata la presenza di un luogo (l'unico in tutto il percorso) nel quale cresce spontanea la stella alpina (*Leontopodium alpinum*), ho provveduto a raccogliere dei campioni di suolo (3) per effettuare un approfondimento sul motivo della crescita di tale pianta nella zona.

#### 4.3. ELABORAZIONE

Tutti i dati ricavati sono serviti ad articolare una stesura lineare della tesi, e quanto osservato lungo il percorso è stato ampliato ed approfondito, inserendo foto e immagini più significative. Avvalendomi del programma Arc View GIS 3.1<sup>®</sup> ho inoltre prodotto alcune mappe tematiche: le coordinate di ciascuna tappa, rilevate con il GPS, sono state inserite nella cartografia IGM 1:25.000 (formato “.jpg”, georeferenziato) e successivamente numerate, evidenziando anche il percorso per renderlo più chiaro e leggibile (allegato I). In seguito ho sovrapposto al supporto cartografico il file (formato “.shp”) raffigurante gli habitat Natura2000 presenti nella zona (allegato II). Utilizzando gli appunti e la mappa raffigurante le tappe, con l'ausilio del goniometro, ho indicato la giusta direzione nella quale osservare aspetti particolari dai punti panoramici, con particolare attenzione per le forme geomorfologiche.

Infine, i campioni di suolo prelevati sul campo sono stati analizzati presso il laboratorio di Pedologia del Dipartimento di Biotecnologie Agrarie dell'Università di Padova (analista Andrea Ertani): queste analisi, compiute sul terreno essiccato e polverizzato, hanno previsto la ricerca di calcare attivo, di calcare totale, e la misurazione del pH.

## 5. RISULTATI E DISCUSSIONE

### 5.1. CARATTERISTICHE LOGISTICHE

L'itinerario considerato in questa tesi (allegato I) è localizzato nel cuore del gruppo di Vedrette di Ries. Si tratta di un percorso ad anello attorno alla Valle del Rio, con partenza e arrivo a Riva di Tures, al quale sono state aggiunte due varianti che conducono in luoghi molto suggestivi e di grande interesse naturalistico come i laghi Maler (Maler Seen) ed il fronte del ghiacciaio di Monte Magro (Tristenferner). La via attorno alla valle si può percorrere in una giornata impiegando un tempo di circa otto ore ma, effettuando anche le varianti, è consigliabile oltre che necessario pernottare al Rifugio Roma. Lungo l'itinerario proposto sono state individuate diverse tappe (le cui coordinate sono state rilevate attraverso il sistema satellitare GPS), che evidenziano gli aspetti geologici, petrografici, geomorfologici e vegetazionali del territorio.

Il punto di partenza è un parcheggio, situato a quota 1536, nei pressi dell'abitato di Riva di Tures. Da lì si imbecca il sentiero, segnalato col n° 1 dai classici segnavia bianco-rossi del Club Alpino Altoatesino (AVS), che sale attraversando un bosco molto bello di abete rosso con qualche larice e pino cembro (1<sup>a</sup> tappa). Dopo aver percorso un tratto caratterizzato da una pendenza abbastanza accentuata, si giunge in prossimità di Malga Terna di Sotto (Obere Ternner A., 1874 m), struttura oramai in disuso. Poco dopo il sentiero attraversa un ruscello con cascata (2<sup>a</sup> tappa), caratterizzato da una vegetazione igrofila di salici e ontani. Successivamente il bosco assume una struttura più aperta nella quale le specie più frequenti diventano larici e pini cembri. Il percorso, che qui presenta una minore pendenza, giunge a Malga Epago (Eppacher A., 3<sup>a</sup> tappa) e giunge fino al limite superiore del bosco, in cui gli alberi assumono una struttura a nuclei sparsi (4<sup>a</sup> tappa). Successivamente attraversa un torrente glaciale, che con la sua azione erosiva ha scavato una forra nella quale si possono vedere le rocce del contatto tra tonalite e incassante (5<sup>a</sup> tappa). Lungo la salita che conduce al Rifugio Roma (2276 m) si possono vedere alcune particolarità geologiche: un filone di quarzo e feldspati che taglia la tonalite e le rocce dell'incassante (6<sup>a</sup> tappa) e le miloniti, rocce fortemente scistose di colore rossastro, generate dalla deformazione esercitata sui paragneiss da una faglia in una zona molto prossima al contatto (7<sup>a</sup> tappa). Il Rifugio (8<sup>a</sup> tappa) è un punto d'appoggio ideale per chi volesse percorrere l'itinerario nella sua interezza. Da qui infatti si può raggiungere in un tempo relativamente breve (un'ora e mezza - due ore) sia i laghi Maler che il fronte del ghiacciaio di Monte Magro.

La prima variante proposta conduce ai Laghi Maler in circa un'ora e mezza, imboccando il sentiero n°1 in direzione Monte Nevoso (Schneebiger Nock). Il percorso è stato ripristinato da poco e si presenta diverso da quello segnato sulle carte topografiche; infatti le piene del Rio Tristen hanno danneggiato irrimediabilmente il vecchio ponte che lo attraversava, rendendo necessaria la costruzione di uno nuovo più a valle; questo ponte, costruito a regola d'arte in perfetto stile tirolese si affaccia su di una suggestiva forra d'incisione (9<sup>a</sup> tappa). Attraversato il torrente glaciale, il sentiero sale lungo le falde detritiche colonizzate da numerose piante erbacee pioniere e raggiunge le morene frontali e laterali deposte dal Ghiacciaio di Monte Nevoso (Schneebiger Nock-Ferner) durante la Piccola Età Glaciale (10-11<sup>a</sup> tappa). In questo punto si abbandona il sentiero n°1 e si cammina lungo il sentiero (non segnato in carta) che conduce ai Laghi Maler (2500 m). Si raggiunge una splendida conca di sovraescavazione glaciale delimitata da rocce montonate, nella quale è incastonato il Grande Lago Maler. In quest'area sono presenti anche litotipi particolari come ortogneiss pegmatitici (12<sup>a</sup> tappa) e quarziti (13<sup>a</sup> tappa). Inoltre, se ci si affaccia sulle rocce che delimitano a valle il lago si può godere di un bellissimo panorama, che spazia dal gruppo di Vedrette di Ries alla cresta di Cima Dura (Durreck), lasciando intravedere sullo sfondo le cime delle Zillertaler Alpen e degli Alti Tauri (14<sup>a</sup> tappa).

La seconda variante ha per meta le rocce sotto il fronte del Ghiacciaio di Monte Magro, situate ad est della dorsale di Monte Nevoso. Dal Rifugio Roma si percorre un tratto del sentiero contrassegnato dal segnavia n°4 che lambisce le pendici orientali di Monte Covoni (2465 m), uno sperone roccioso molto suggestivo, caratterizzato da pareti quasi verticali su cui vegetano gli esemplari di pino cembro più "in quota" della zona (15<sup>a</sup> tappa). Probabilmente esso un tempo aveva diviso le lingue di ghiaccio del ghiacciaio di Monte Magro (Damm, 1996). Arrivati sulla estesa piana di origine periglaciale ai piedi del ghiacciaio, si lascia il segnavia n°4 e si percorre una traccia contrassegnata dai famosi "ometti" di alta montagna fino ad arrivare sulle rocce di origine magmatica lisciate dai ghiacci (16<sup>a</sup> tappa). La via, seppur sicura, presenta tuttavia qualche tratto che richiede prudenza e si sconsiglia di percorrerla quando il terreno è bagnato per evitare di scivolare sulle rocce. A quota 2560 circa si raggiunge un luogo unico sia per l'estrema vicinanza del ghiacciaio e l'abbondanza dei ruscelletti di fusione glaciale (17<sup>a</sup> tappa), sia dal punto di vista geologico perché viene a giorno la zona di contatto tra tonaliti e paragneiss/micascisti dell'incassante (18<sup>a</sup> tappa), caratterizzata da filoni pegmatitici e tonalitici (19<sup>a</sup> tappa).

Tornati al Rifugio Roma, il percorso prosegue lungo la via Arthur Hartdegen, costruita nel 1910 dalla sezione Kassel dell'Alpenverein tedesco e austriaco. Il sentiero è ora indicato dal segnavia n°8 e offre una suggestiva escursione in quota al di sopra della Valle di Riva. Appena dopo il rifugio, si cammina su liscioni glaciali di tonalite (20<sup>a</sup> tappa) e su rocce montonate granodioritiche intervallate da numerosi filoni lamprofirici (21<sup>a</sup> tappa) e acidi (22<sup>a</sup> tappa). I frequenti torrenti di fusione glaciale ci lasciano intendere quanto ricca d'acqua sia questa valle e, specie nei mesi più caldi dell'estate, essi possono raggiungere delle portate cospicue che ne rendono difficile l'attraversamento. Al fine di garantire un passaggio sicuro e veloce il personale del Parco effettua costantemente operazioni di cura e manutenzione della via. Lo scenario è di quelli che fanno mancare il fiato e basta solo alzare di poco lo sguardo per osservare il Collalto (Hochgall), un blocco massiccio di granodiorite che coi suoi 3436 m di altitudine domina le vette del gruppo di Vedrette di Ries. Dopo aver affrontato una facile paretina attrezzata con corde e gradini dalla quale si possono osservare le stelle alpine (23<sup>a</sup> tappa), si attraversa il panoramico fianco dello Sprone Delle Vedrette Giganti (Riesernock, 24<sup>a</sup> tappa), dal quale si gode di un'ampia visuale sul gruppo delle Vedrette di Ries e sulla Valle del Rio. Una volta aggirato il monte si cammina su di una falda detritica fino a giungere sulle rocce montonate prossime al contatto, dove la tonalite è visibile nella sua facies foliata (25<sup>a</sup> tappa). Successivamente si imbecca il segnavia n°8a che scende verso il Rio Sorgiva (Ursprung Bach; nella 26<sup>a</sup> tappa si osserva un grande xenolite nella tonalite), in prossimità del quale è localizzato il contatto tra le magmatiti di Vedrette di Ries e le rocce dell'incassante. In quest'area si osserva la presenza di una zona di intensa deformazione (27<sup>a</sup> tappa). Questa è forse l'area di maggior interesse dal punto di vista geologico perché, in poche decine di metri, si osservano rocce estremamente differenti sia dal punto di vista della genesi che della composizione e dell'aspetto. Qui infatti tonaliti e granodioriti, paragneiss e marmi, anfiboliti (28<sup>a</sup> tappa) e ortogneiss occhiadini (29<sup>a</sup> tappa), costituiscono le pagine di un libro che tratta la storia di questi monti coprendo un periodo compreso tra 430 (ortogneiss occhiadini) e 30 Ma (magmatiti di Vedrette di Ries).

Poco più in alto è localizzata Malga Ursprung (2387 m), la malga più alta del parco. Da questo punto si gode di un'ottima visuale sulla testata della Valle Sorgiva (Ursprung) e si vedono distintamente le morene deposte dal Ghiacciaio del Sassolungo (Lenksteinferner) durante la Piccola Età Glaciale e la cascata di Rio Sorgiva (30<sup>a</sup> tappa). Il sentiero procede in leggera discesa lungo il versante orografico destro della Valle del Rio lungo il limite del bosco, avendo come sfondo il gruppo di Vedrette di Ries (31<sup>a</sup> tappa). Dopo circa un ora di

camminata abbastanza in quota si raggiunge Malga del Covolo di Sopra (2.195 m), 32<sup>a</sup> e ultima tappa. Il nostro itinerario prosegue attraverso un larico-cembreto fino a giungere alla Malga del Covolo di Sotto (Untere Koflerhalm, 2.034 m). L'ultimo tratto scende attraverso il bosco e raggiunge una strada forestale, dalla quale si fa ritorno all'abitato di Riva di Tures.

## 5.2. LITOLOGIE OSSERVABILI

Le rocce che compongono il panorama litologico dell'area di studio appartengono fondamentalmente a due gruppi: da una parte troviamo le rocce costituenti il basamento Austroalpino, dall'altra le magmatiti oligoceniche delle Vedrette di Ries intruse nel primo.

### 5.2.1. ROCCE DEL BASAMENTO AUSTROALPINO

#### 5.2.1.1. *Paragneiss e micascisti*

Paragneiss e micascisti sono molto frequenti in questa zona e costituiscono una delle litologie più abbondanti lungo il sentiero. Si tratta di rocce molto antiche che hanno subito una rielaborazione mineralogica avvenuta durante i vari processi metamorfici verificatisi nel basamento a nord della DAV. L'associazione metamorfica tardo-Alpina, variabile tra la facies degli scisti verdi e quella anfibolitica, è stata l'ultima ad essere prodotta ed è associata alla foliazione penetrativa degli scisti. Queste rocce hanno una colorazione variabile da grigio-argentea a marrone (figura 5.2.1) e presentano una estrema variabilità di aspetto e di composizione mineralogica. Le continue variazioni e le fittissime intercalazioni di facies non permettono la distinzione di più unità cartografabili.

La struttura di paragneiss e micascisti è variabile da gneissica a finemente scistosa e la grana è generalmente fine. Hanno una foliazione in genere ben definita e continua, data da alternanze millimetriche tra letti quarzo-feldspatici e livelli prevalentemente micacei.

La maggior parte è costituita da metapeliti a quarzo, biotite, muscovite e plagioclasio; in alcuni campioni sono presenti anche porfiroblasti di granato, tormalina, e cristalli di andalusite, staurolite e sillimanite generati dal metamorfismo di contatto. Questi ultimi minerali, assieme a cianite, sillimanite fibrolitica e ai grandi porfiroblasti di muscovite, possono anche costituire i relitti mineralogici dei metamorfismi precedenti (Cesare, 1992). Il quarzo è un tectosilicato incolore, dotato di una lucentezza vitrea, che non sfalda ed ha una durezza pari a 7 nella scala di Mohs. Biotite e muscovite sono entrambi fillosilicati: la prima ha una colorazione nera molto lucente nella sezione basale pseudoesagonale; la seconda, detta anche mica bianca, è incolore ed ha una lucentezza madreperlacea. Tutte e due hanno un abito lamellare ed una sfaldatura fittissima. I plagioclasio sono tectosilicati appartenenti alla famiglia dei feldspati: generalmente hanno colore bianco, abito tabulare oppure allotriomorfo e sfaldatura secondo tre sistemi quasi ortogonali, visibile nelle classiche superfici a gradinata. I granati sono nesosilicati che generalmente possiedono un abito isodiametrico, tendenzialmente sferico, ed un colore rosato o rosso nei termini più ricchi in ferro. La

tormalina si presenta con un abito prismatico allungato a sezione triangolare ed un colore nerastro. La staurolite è un nesosilicato contenente ferro, magnesio e zinco in diverse quantità; ha un colore marron più o meno intenso e un abito prismatico tozzo. Sillimanite, cianite e andalusite costituiscono una famiglia di nesosilicati anidri di alluminio, ad abito prismatico allungato: sono minerali che si formano in condizioni di alta temperatura e/o pressione, fondamentali per determinare il grado metamorfico della roccia. L'andalusite ha un colore rosa chiaro, la sillimanite ha una colorazione bianca ed è presente nella sua varietà aciculare denominata fibrolite, la cianite, infine, possiede un tipico colore azzurro.



*Figura 5.2.1: Affioramento di paragneiss-micascisti in prossimità del Rio di Terna.*

#### *5.2.1.2. Paragneiss migmatitici*

Nelle rocce prossime al contatto con la tonalite e più a sud, oltre l'area in esame, affiora anche una particolare facies di paragneiss e micascisti, detta "migmatitica". Per la sua abbondanza e per la sensibilità ai cambiamenti di condizioni metamorfiche, quest'unità litologica è quella che ha meglio registrato gli effetti dei vari metamorfismi, tra i quali anche quello di contatto intorno a Vedrette di Ries.

Questa facies generalmente presenta un colore nocciola, una grana medio-grossa e cristalli di maggiori dimensioni. Sono inoltre ben visibili dei letti biancastri e ondulati di quarzo e feldspato alternati a livelli prevalentemente micacei (Cesare, 1992). La struttura planare è generalmente discontinua, ad aspetto stromatico (figura 5.2.2), e spesso risulta piegata a dare una crenulazione.



*Figura 5.2.2: Paragneiss migmatitici localizzati vicino al Ghiacciaio di Monte Magro. Questo litotipo è stato generato durante il metamorfismo Varisico, durante il quale è avvenuta una fusione parziale della roccia.*

L'associazione mineralogica è la stessa sopra descritta per i paragneiss comuni, ma a differenza dei precedenti, questi sono più compatti e più ricchi in biotite e inoltre contengono anche andalusite, staurolite, sillimanite fibrolitica e raro K-feldspato come minerali di neoformazione.

La loro presenza è osservabile a quota 2450 lungo il sentiero per il lago Maler ed in prossimità del lago stesso, con affioramenti anche nella zona di contatto tra la tonalite di Vedrette di Ries ed i paragneiss incassanti vicino al ghiacciaio di Monte Magro, a quota 2550-2600. In questa zona si nota anche la massiccia presenza di filoni granodioritici-tonalitici, di

spessore da centimetrico a metrico, iniettati nei paragneiss e micascisti (vedi anche figura 5.5.21).

### 5.2.1.3. *Ortogneiss pegmatitici*

Entro i paragneiss minuti sono presenti in gran numero intercalazioni concordanti, spesso ripetute e piuttosto discontinue, di gneiss pegmatitici e aplitici.



Figura 5.2.3: Un filone di spessore metrico di ortogneiss pegmatitico della piana dei Laghi Maler, iniettato e trasposto all'interno dei paragneiss.

Si tratta di metapegmatiti biancastre a grana grossa o molto grossa, costituite principalmente da quarzo, feldspati, muscovite e biotite. In alcuni campioni si può osservare anche la presenza di granato e tormalina. Le dimensioni dei cristalli, in particolare quelli di K-feldspato e muscovite, possono raggiungere diversi centimetri. Sono da massicci a molto deformati, nel qual caso assumono una struttura occhiadina. Formano generalmente livelli fino a decametrici concordanti con il *layering* litologico circostante, ma anche *stocks* e vene discordanti rispetto alla foliazione prealpina, o corpi lenticolari di notevoli dimensioni

(Stöckhert, 1987). Lungo il percorso essi affiorano in prossimità del lago Maler, a quota 2510, presentando una giacitura sub-orizzontale (figura 5.2.3).

Questi gneiss hanno avuto origine 260 Ma fa (Borsi *et al.*, 1980) da fusi pegmatitici che si sono iniettati nei paragneiss del basamento incassante durante il plutonismo tardo-Ercinico. I fusi ercinici si sono generati per anatessi crostale che ha determinato anche la migmatizzazione delle metapeliti circostanti. Il fenomeno avvenne durante il Permiano e interessò vaste porzioni delle Alpi Orientali. In età Eoalpina queste rocce hanno subito una prima fase deformativa che ha prodotto in esse una foliazione abbastanza evidente, a spaziatura più che centimetrica. Tale evento indusse una ricristallizzazione con diminuzione della grana di K-feldspato e plagioclasio, con neoformazione di muscovite e granato. In età tardo-Alpina esse furono soggette ad un'ulteriore deformazione che portò alla ricristallizzazione del quarzo e localmente allo sviluppo di ultramiloniti (Cesare *et al.*, 2001).

#### *5.2.1.4. Ortogneiss occhiadini*

Gli gneiss occhiadini (gneiss “tipo Campo Tures”) possiedono alcune caratteristiche peculiari per quanto riguarda la loro struttura, che è nettamente ghiandolare. In particolare, nel nostro itinerario li possiamo osservare poco sotto Malga Ursprung, a quota 2350 (figura 5.2.4). In questa zona, nel basamento a N di Vedrette di Ries, essi costituiscono un livello di spessore ettometrico, continuo per numerosi chilometri e concordante entro i paragneiss minuti. Si tratta di rocce a grana grossa costituite da occhi e mandorle feldspatici di dimensione centimetrica che spiccano su una massa di fondo ben foliata e ricca in biotite e muscovite. I porfiroblasti feldspatici, che generalmente sono disposti con le loro dimensioni maggiori parallelamente ai piani di scistosità, possono anche avere, entro la roccia, una orientazione casuale.

La loro quantità e le loro dimensioni possono mostrare variazioni notevoli anche in zone assai vicine. I minerali che li compongono sono essenzialmente quarzo, K-feldspato, albite, biotite e muscovite. Talora il feldspato potassico è sostituito in parte o totalmente da albite, che al microscopio assume un tipico aspetto a scacchiera. Nonostante l'apparente somiglianza con gli ortogneiss pegmatitici descritti in precedenza, gli gneiss occhiadini “tipo Campo Tures” sono molto più antichi. Infatti essi sono stati datati 430 Ma da Hammerschmidt (1981).



Figura 5.2.4: Gneiss occhiadini “tipo Campo Tures” affioranti a valle di Malga Ursprung. Sono ben visibili i livelli a occhi feldspatici, di colore bianco, che risaltano sulla grigia matrice di fondo .

#### 5.2.1.5. Marmi

I marmi sono metacarbonati a grana fine, con struttura da isotropa a marcatamente foliata, costituiti da un aggregato granoblastico di calcite (marmi puri), che in alcuni casi può contenere quantità variabili di quarzo, muscovite, diopside, tremolite, epidoto e clorite (marmi impuri). La calcite è un carbonato molto comune, estremamente abbondante nelle rocce sedimentarie e costituente principale dei marmi di origine metamorfica; ha una durezza pari a 3 nella scala di Mohs ed è rigabile con un temperino. I marmi hanno un colore biancastro, con patine di alterazione marroni, e frequentemente hanno bandature di colori leggermente più scuri. Per effetto di “*boudinage*” a grande scala essi formano generalmente livelli lenticolari, di potenza massima di qualche metro. Non sono molto abbondanti lungo il sentiero; affiorano solamente sulla sinistra idrografica del Rio Sorgiva, a quota 2330, nei pressi della zona settentrionale di contatto tra la tonalite e le rocce incassanti (figura 5.2.5). Lungo il sentiero per il lago Maler, a quota 2490 è inoltre visibile un blocco di marmo probabilmente trasportato lì dalla zona superiore per opera del ghiacciaio di Monte Nevoso.

Localmente, a contatto con le plutoniti oligoceniche, i marmi impuri sono trasformati in fels a calc-silicati. Queste litologie sono particolarmente diffuse al contatto settentrionale del Plutone nella zona circostante lo Sprone di Vedrette Giganti e nell'alta Val Sorgiva. Si distinguono per la grana centimetrica e la tipica bandatura di colore con livelli bianchi, verdastri e rosso-bruno. La loro composizione mineralogica è data da quantità variabili di carbonati, quarzo, granato (rosso-bruno), diopside (verde), plagioclasio, tremolite, epidoto (verde), wollastonite e titanite.



*Figura 5.2.5: Affioramento di marmi puri sulla sponda sinistra del Rio Sorgiva (tappa n°27). Si nota una leggera foliazione, conseguenza delle deformazioni causate da una vicina zona milonitica a taglio sinistro.*

#### *5.2.1.6. Quarziti*

Le quarziti sono costituite fondamentalmente da un unico aggregato monomineralico di quarzo, cui si associano in misura minore anche plagioclasio, muscovite, biotite e granato (figura 5.2.6). Formano livelli e banchi potenti al massimo qualche decina di metri, concordanti con la scistosità delle rocce adiacenti, spesso associati sia a gneiss aplitici e pegmatitici, che a paragneiss. Sono metaareniti a grana fine, di colore grigio-bianco e struttura

da isotropa a foliata, con suddivisione tabulare, e presentano talora delle zonature grigiastre, corrispondenti a livelletti di natura quarzoso-feldspatico-micacea. Affiorano in abbondanza nella piana del lago Maler, dove presentano una giacitura tendenzialmente sub-orizzontale, pur con frequenti blande ondulazioni.



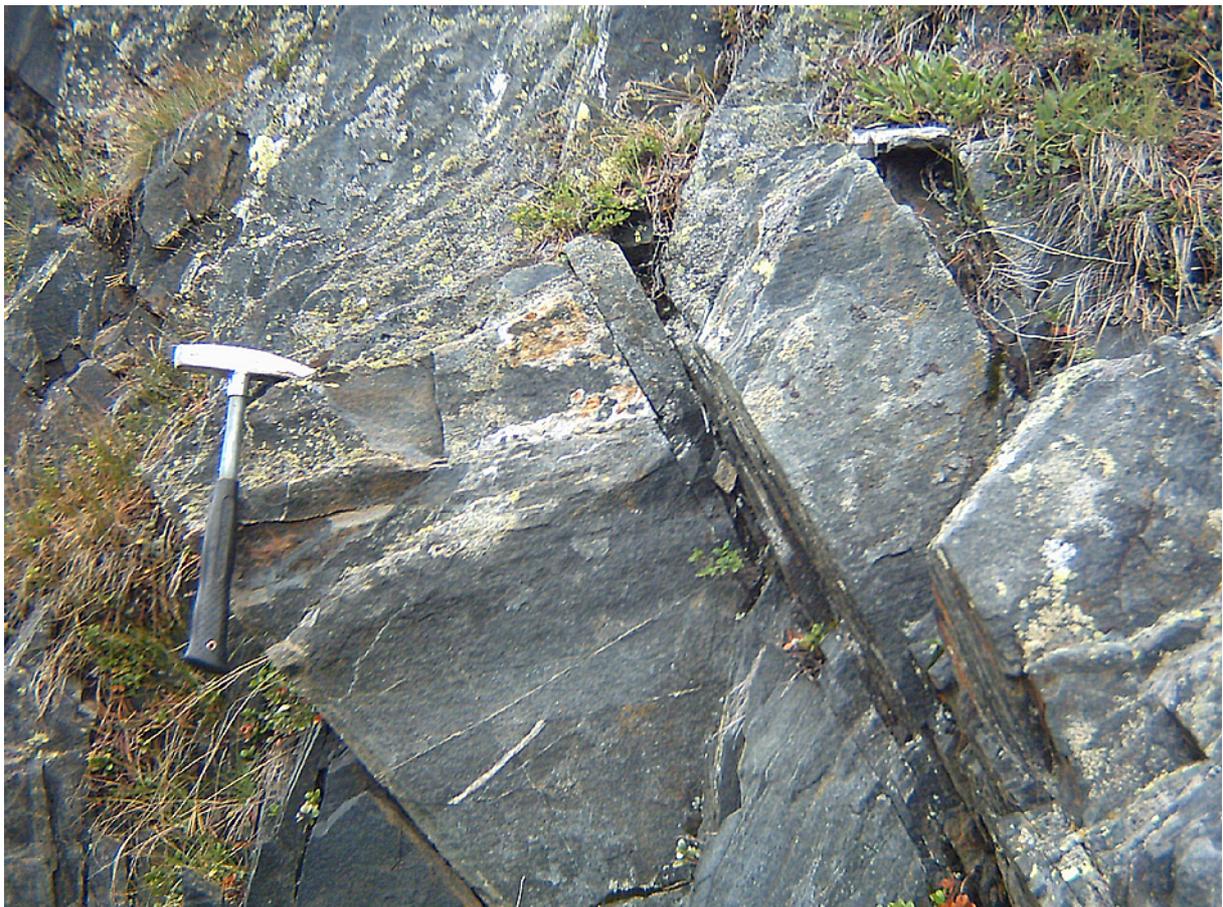
*Figura 5.2.6: Quarzite compatta, tendenzialmente isotropa, della zona dei Laghi Maler. Si notano anche delle sottili vene orizzontali di feldspato.*

#### *5.2.1.7. Anfiboliti*

Le anfiboliti sono metabasiti di colore verde grigiastro a volte tendente al nero; come componenti fondamentali, oltre a orneblenda e plagioclasio, possono essere presenti, in quantità variabili, quarzo, biotite, granato, clinopirosseno, carbonato e clorite. Come

costituenti secondari comunemente si rinvengono epidoto, titanite, ilmenite, rutilo e tormalina. L'orneblenda è un anfibolo di colore verde scuro, fino a nero, riconoscibile dalle sezioni a losanga con doppio sistema di tracce di sfaldatura a circa 120°.

La grana dei cristalli delle anfiboliti è generalmente fine. La struttura va da tendenzialmente isotropa a foliata e non mancano litotipi a bande, costituiti cioè da un'alternanza tra letti scuri ricchi di anfibolo e letti chiari ricchi in plagioclasio (figura 5.2.7); i rapporti quantitativi fra anfibolo e plagioclasio variano entro limiti molto larghi, tanto che non sono rare intercalazioni costituite per il 90-100 % di anfibolo.



*Figura 5.2.7: Anfiboliti a struttura lievemente foliata. Si osserva l'alternanza tra i livelletti biancastri di plagioclasio e quelli più scuri di anfibolo.*

Le anfiboliti affiorano a nord del Plutone di Vedrette di Ries, a quota 2335, a ridosso del contatto con la tonalite, nei pressi del Rio Sorgiva. In questa zona formano sia banconi massicci che modeste lenti intercalate in concordanza entro i paragneiss. Non di rado i livelli di anfiboliti, la cui potenza è generalmente costante, possiedono uno sviluppo notevole nel senso della direzione dell'ordine di parecchi chilometri, non interrotto dai pur frequenti

fenomeni di *boudinage*; per questo motivo ben si prestano ad essere utilizzati assieme agli gneiss granitoidi come livelli-guida per la ricostruzione dell'assetto tettonico regionale (Mazzoli *et al.*, 2000).

### 5.2.2. MAGMATITI OLIGOCENICHE DI VEDRETTE DI RIES

Per magmatiti oligoceniche si considerano le rocce costituenti il plutone di Vedrette di Ries, risultato della messa in posto di magmi calcalkalini subcrostali entro la crosta superiore. Queste intrusioni sono composte da tonaliti e/o granodioriti e in minor quantità dioriti e/o graniti, presenti anche sotto forma di un ricco corteo filoniano. La sequenza magmatica oligocenica iniziò  $30.9 \pm 0.2$  Ma fa con le porfirite granitiche che tagliano l'incassante (Müller *et al.*, 2000) e terminò 26 Ma fa con i dicchi lamprofirici (Steenken *et al.*, 2000), passando per i termini tonalitici, che sono volumetricamente i più diffusi.

Nel corpo intrusivo delle Vedrette di Ries possono essere distinte, sulla base delle loro caratteristiche geochimiche, tre differenti tipologie magmatiche: nella zona occidentale del plutone si rileva la presenza di tonalite a grana media (diversi affioramenti si trovano nella bassa Valle di Riva, dove sono presenti anche numerose cave di questo litotipo), al centro del corpo intrusivo prevale la granodiorite a grana fine, mentre nell'area centro-orientale è presente la leuco-granodiorite a grana medio-fine (figura 5.2.8).

Le zone di transizione tra le tipologie sopra elencate possono essere nette oppure graduali, presentando aree di mescolamento (Cesare *et al.*, 2004). Nel nostro itinerario, localizzato nella parte settentrionale del plutone, sono osservabili la tonalite a grana media, la granodiorite a grana fine e la facies orientata.

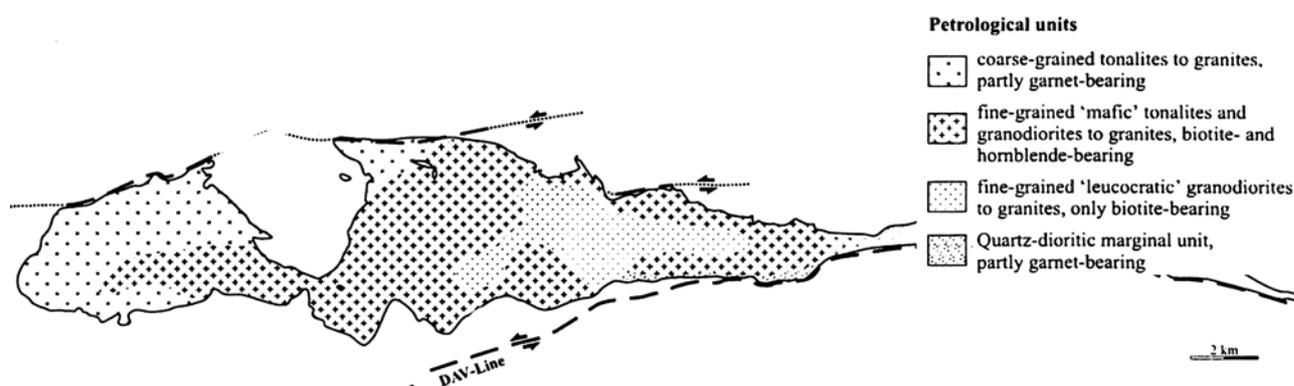


Figura 5.2.8: Distribuzione delle tipologie magmatiche nel plutone di Vedrette di Ries (da Steenken *et al.* 2000).

### 5.2.2.1. Tonalite a grana media

Si tratta di tonalite biotitico-orneblendica, a grana media e struttura granulare olocristallina ed ipidiomorfa. Lungo il sentiero affiora nelle vicinanze del Rifugio Roma, a est del Monte Covoni e nei pressi dello Sprone di Vedrette Giganti. I minerali principali che la compongono sono plagioclasio, quarzo, biotite, orneblenda e feldspato potassico. In alcuni campioni si possono osservare dei cristalli di granato di diametro centimetrico (figura 5.2.9); inoltre sono presenti in quantità accessorie anche epidoto, titanite, muscovite, zircone, monazite, allanite, ossidi di ferro, apatite e prenite.

Bellieni et al. (1976) descrivono le caratteristiche petrografiche di questo litotipo. La peculiarità di queste rocce é lo sviluppo di cristalli di biotite tendenzialmente prismatici, anziché lamellari, che assumono la tipica forma a “libri accatastati” dello spessore di 5 mm. I cristalli di orneblenda possono raggiungere dimensioni sino a centimetriche, e raramente possiedono abito idiomorfo.



Figura 5.2.9: Tonalite a grana media contenente granato di dimensione centimetrica (Grt) e abbondante orneblenda (Orn) e biotite (Bt).

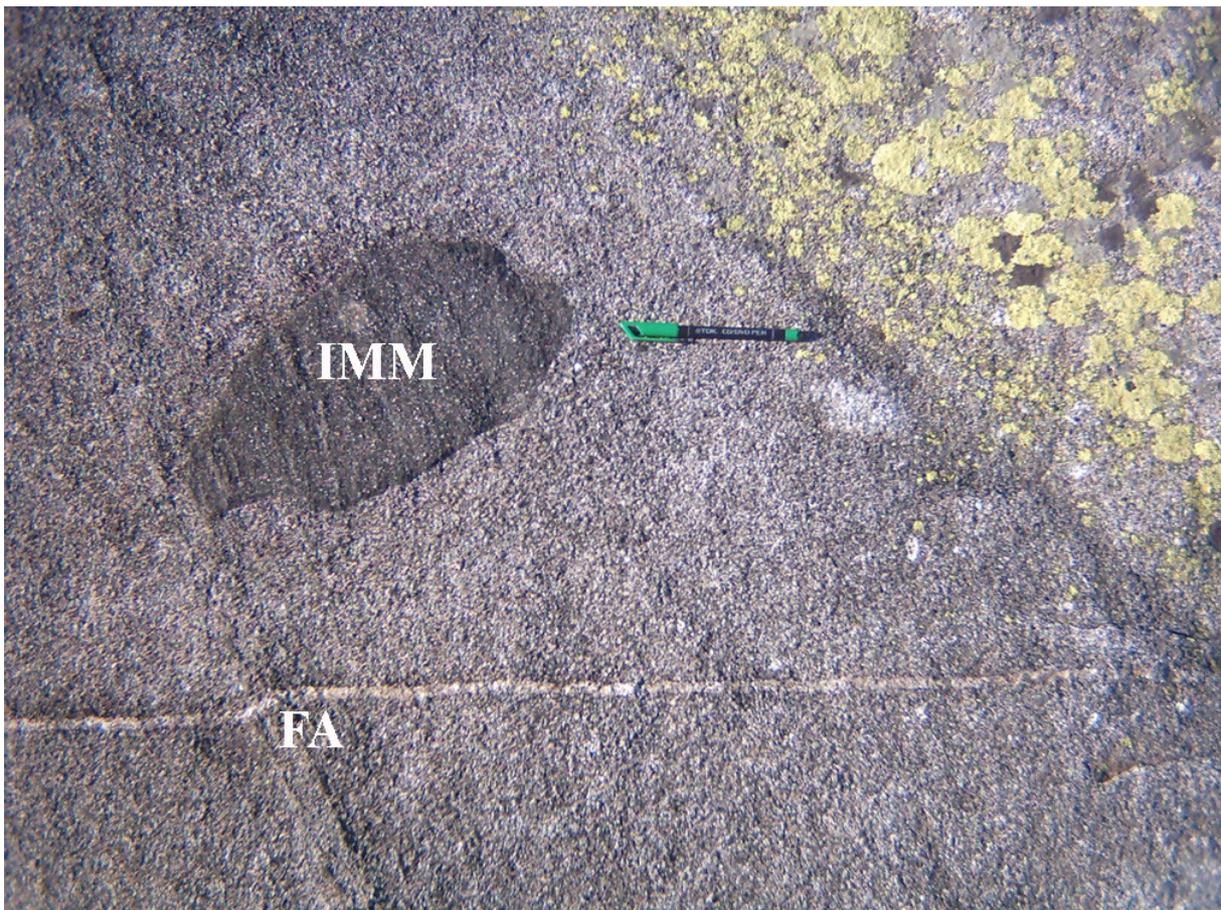
#### 5.2.2.2. *Granodiorite a grana medio-fine*

Si tratta di granodiorite biotitico-anfibolica a struttura olocristallina ed ipidiomorfa, con dimensioni medie dei cristalli inferiori ai 2 mm. L'associazione mineralogica è la stessa descritta per la tonalite a grana media, fatta eccezione per una minore presenza di anfibolo e per l'assenza di granato. E' la facies più rappresentata all'interno del plutone di Vedrette di Ries e lungo il nostro itinerario si osserva in imponenti liscioni glaciali e rocce montonate nel tratto compreso tra il Rifugio Roma e lo Sprone di Vedrette Giganti. Lungo il sentiero, a ovest di Rifugio Roma, il contatto tra le due facies principali del plutone di Vedrette di Ries (tonaliti a grana media e granodioriti a grana medio-fine) è caratterizzato da una fascia di alcune centinaia di metri dove tali rocce sono intercalate alla scala metrico-decimetrica (figura 5.2.10). I rapporti di intersezione indicano che le rocce granodioritiche a grana media rappresentano il primo magma ad essersi intruso.



*Figura 5.2.10: Contatto netto tra granodiorite e tonalite situato a sud dello Sprone di Vedrette Giganti, lungo il sentiero A. Hartdegen a quota 2320. Filoni di magma granodioritico (di colore più scuro) tagliano e dislocano (parzialmente) la tonalite già cristallizzata (Da Cesare et al., 2004).*

All'interno delle magmatiti oligoceniche si possono osservare numerosi inclusi mafici microgranulari (figura 5.2.11). Tali inclusi sono stati interpretati da Bellieni et al. (1989) come “bolle” di magmi mafici la cui composizione originaria fu modificata attraverso processi di interazione col magma ospitante. La loro abbondanza decresce all'aumentare della percentuale di  $\text{SiO}_2$  presente nella roccia che li contiene, e la loro composizione è strettamente connessa con quella della roccia ospitante. Gli inclusi mafici microgranulari sono inoltre degli ottimi indicatori dello strain delle plutoniti (Rosenberg, 2004).



*Figura 5.2.11: Granodiorite a grana medio fine, contenente un Incluso Mafico Microgranulare (IMM) ed un filone aplitico (FA).*

In aggiunta agli inclusi mafici microgranulari, le tonaliti e granodioriti contengono xenoliti di origine metamorfica. Questi inclusi, comunemente ricchi in biotite, sono più abbondanti in alcune porzioni marginali del plutone, al contatto con le rocce incassanti, oppure anche in alcune aree all'interno del plutone stesso. Essi rappresentano gli effetti macroscopici dell'assimilazione delle, o dell'interazione con le, rocce incassanti (vedi figura 5.5.28).

### 5.2.2.3. *Facies foliata*

La facies foliata, ben visibile anche ad occhio nudo, presenta una anisotropia sia planare (foliazione) che lineare (lineazione), determinata dall'orientazione preferenziale di plagioclasio, biotite e anfibolo (figura 5.2.12). Anche gli inclusi mafici microgranulari contenuti all'interno della roccia mostrano delle forme estremamente stirate. Questa particolare litologia costituisce una fascia di qualche centinaio di metri nelle zone marginali del plutone più prossime al contatto con il basamento incassante. Lungo il sentiero questa facies si può osservare a quota 2380 a nord-est dello Sprone di Vedrette Giganti. Dagli studi di Steenken et al. (2000) e Wagner *et al.* (2006) emerge che queste rocce sono state interessate in un primo momento dalla formazione di un'anisotropia di alta temperatura, legata alla messa in posto del plutone, e successivamente hanno subito una deformazione di bassa temperatura, legata all'azione delle linee tettoniche che bordano l'intrusione. Questo suggerisce una deformazione continua che ha agito dallo stadio magmatico sino a condizioni subsolidus.



Figura 5.2.12: Tonalite a grana media nella facies foliata rilevata nei pressi del contatto a nord, a quota 2360.

#### 5.2.2.4. *Filoni acidi*

I filoni acidi risultano essenzialmente suddivisi in graniti, apliti granitiche e porfiriti granitiche. I filoni granitici e le apliti granitiche sono ritenuti gli ultimi differenziati di tipo intrusivo del magmatismo oligocenico. Hanno spessore da centimetrico a metrico, colore da bianco a grigio chiaro e grana da fine a media (figura 5.2.11). Sono costituiti da quarzo, plagioclasio andesinico, K-feldspato e biotite, e raramente possono contenere cristalli submillimetrici di granato. Generalmente sono localizzati all'interno del corpo plutonico di Vedrette di Ries (area a E di Rif. Roma) e molto di rado intrudono il basamento incassante. Hanno orientazione prevalente secondo direzioni E-O e ENE-OSO, e spesso si rinvengono in sciami subparalleli.

Le porfiriti hanno un'origine legata a fenomeni di anatessi crostale e non sono mai presenti all'interno di tonaliti e granodioriti; infatti si trovano esclusivamente nelle metamorfiti dell'incassante in filoni concordanti o discordanti rispetto alla loro foliazione. Questa distribuzione indica che le porfiriti granitiche, datate da Müller *et al.* (2000)  $30.9 \pm 0.2$  Ma, sono di poco più antiche del corpo intrusivo di Vedrette di Ries. Sono rocce di colore grigio chiaro, generalmente foliate, e possono avere uno spessore fino a metrico. Rappresentano il tipo filoniano acido più abbondante nel basamento cristallino a nord della DAV (Scolari e Zirpoli, 1973). Sono marcatamente porfiriche per la presenza di fenocristalli plurimillimerici di quarzo, plagioclasio, muscovite e biotite immersi in una matrice finissima, spesso ricristallizzata, contenente quarzo, mica bianca, K-feldspato, biotite e raro granato (Cescutti *et al.*, 2003; Trepmann *et al.*, 2004). Questa tipologia di filone acido non affiora lungo il sentiero; tuttavia se si volesse osservarla non bisognerebbe divergere molto dal percorso poiché alcune porfiriti granitiche sono visibili a quota 2290, lungo il sentiero contrassegnato dal segnavia n°8b che dalla testata della Val Sorgiva conduce a Riva di Tures.

#### 5.2.2.5. *Filoni basici*

I filoni basici rappresentano l'ultimo evento della sequenza magmatica oligocenica, datato a c. 26 Ma da Steenken *et al.* (2000) ed appartengono ad un ciclo magmatico "andesitico" che ha interessato non solo il basamento Austroalpino ma anche quelli Sudalpino e Pennidico (Gatto *et al.*, 1976). Sono costituiti da porfiriti dioritiche anfibolico-biotitiche e porfiriti orneblendiche a grana da fine a media e struttura da marcatamente porfirica, sino ad afirica. Hanno colore verde scuro sino a nero, con patine di alterazione da grigio a ocra e sono costituiti principalmente da orneblenda basaltica, plagioclasio e biotite, con minore quarzo.



*Figura 5.2.13: Filone basico avente lineazioni magmatiche, iniettato nella tonalite a grana media e localizzato nell'area a S-SE del Rifugio Roma (da Cesare et al., 2004).*

Si tratta di filoni potenti anche una decina di metri, con una considerevole continuità, ed una orientazione generalmente subverticale, spesso in direzione N-S. Si rinvencono, generalmente indeformati, sia nell'incassante che all'interno delle plutoniti. Hanno un contatto generalmente netto con le rocce incassanti (figura 5.2.13), dove spesso mostrano “chilled margins” a grana più fine. Sono particolarmente diffusi nella dorsale tra Monte Magro e Collalto. Lungo il sentiero è possibile osservare un filone basico dello spessore di circa un metro a quota 2300 a E del Rif. Roma.

### 5.3. HABITAT OSSERVABILI

#### 5.3.1. INTRODUZIONE

Con l'istituzione della direttiva 92/43/CEE, meglio conosciuta come direttiva "Habitat", l'unione Europea ha creato un importante strumento per la conservazione della biodiversità di habitat naturali e seminaturali, nonché della flora e della fauna selvatiche. La direttiva prevede che tale obiettivo sia raggiunto attraverso la costituzione di una rete ecologica europea coerente di zone speciali di conservazione, denominata "Natura 2000". Tale rete è al momento composta da due tipologie di aree: i Siti di Importanza Comunitaria (SIC, previsti dalla direttiva Habitat) e le Zone di Protezione Speciale (ZPS, previste dalla direttiva Uccelli). La rete si costituisce dal basso verso l'alto, ed ogni stato membro contribuisce all'individuazione dei SIC sul proprio territorio nazionale: in Italia s'è proceduto all'identificazione mediante il programma Bioitaly. Perché un'area possa appartenere ad un SIC, essa deve contenere habitat o specie di interesse comunitario, elencate negli allegati I e II della direttiva (Ruffini *et al.*, 2001).

In Alto Adige i numerosi esperti in materia di tutela ambientale hanno designato 41 Siti di Importanza Comunitaria (SIC) e 16 Zone di Protezione Speciale (ZPS). La Giunta provinciale di Bolzano, con delibera del 26 giugno 1996, ha designato le prime 34 aree Natura 2000, aree già vincolate come parco nazionale, parco naturale o biotopo. Nel 2002, dopo un incontro bilaterale tra la Commissione Europea e l'Alto Adige, si sono aggiunti altri sette siti di importanza comunitaria (delibera della Giunta provinciale n. 1723 del 13 maggio 2002) (Lasen e Wilhalm, 2004).

La zona di Vedrette di Ries fa parte di quelle aree che erano già state poste sotto tutela, quando il 28 settembre 1988 fu istituito il Parco Naturale. Tuttavia, la creazione della rete Natura 2000 ha permesso di identificare sul territorio del Parco gli habitat previsti dall'allegato I della direttiva. Avvalendomi dell'ausilio della cartografia che mi è stata fornita dall'Ufficio Parchi della Provincia Autonoma di Bolzano (Allegato II), ho individuato gli habitat presenti lungo l'itinerario oggetto della mia tesi, effettuando, per ognuno di essi, una sintetica descrizione.

#### 5.3.2. FIUMI ALPINI CON VEGETAZIONE RIPARIA ERBACEA (CODICE 3220)

Si tratta di un habitat d'acqua dolce comune in tutto l'arco alpino e diffuso soprattutto nei tratti dove la corrente fluviale possiede velocità notevoli. Quando il letto del fiume si sposta

costantemente e periodiche inondazioni impediscono una sufficiente formazione del suolo, si possono formare isole occupate solamente da vegetazione erbacea pioniera (Provincia Autonoma di Bolzano, 1990). In questo codice sono riconoscibili due situazioni, una di fondovalle a quote relativamente basse (su detriti fini) con *Calamagrostis pseudophragmites* come specie guida, ed una di quota elevata, con depositi a granulometria più grossolana, che comprende la vegetazione erbacea pioniera corrispondente a comunità vegetali appartenenti principalmente all'associazione *Epilobietum fleischeri* (queste specie prediligono i substrati e le alluvioni di matrice silicatica). Tra le altre specie caratteristiche si ricordano *Chondrilla chondrilloides*, *Myricaria germanica*, *Hieracium* del gruppo *piloselloide*, e *Trifolium saxatile* (specie molto rara e inserita nelle liste rosse a livello internazionale) (Lasen e Wilhalm, 2004). La presenza di vegetazione alloctona può essere considerata un indicatore di degrado e di minore naturalità. Le tendenze dinamiche verso formazioni relativamente più evolute possono essere rivelate dalla presenza di specie legnose a livello di plantule.



Figura 5.3.1: Il Rio Sorgiva (quota 2325) durante il mese di Luglio 2006. Nei mesi estivi la fusione dei ghiacciai può essere notevole e questi corsi d'acqua d'origine glaciale possono raggiungere portate considerevoli e velocità assai elevate, in grado di spostare il letto del torrente e generare numerosi rigagnoli paralleli.

La vegetazione che si sviluppa sulle alluvioni torrentizie in ambienti di greto è dunque strettamente dipendente dalla periodicità degli eventi alluvionali ed è spesso soggetta a forti variazioni delle proprie condizioni ecologiche; questo tipo di habitat è perciò precario e può sparire in seguito a episodi alluvionali di tipo sconvolgente. Spesso anche il pascolo eccessivo nei torrenti della fascia montana e subalpina potrebbe selezionare la composizione floristica favorendo specie banali e di calpestio. Dove però la situazione è del tutto naturale e non si registrano variazioni troppo forti nel regime torrentizio si osserva una maggiore stabilità.

L'individuazione cartografica di questo habitat è difficoltosa, sia per l'estensione ridotta, sia per il fatto che gli eventi di piena ne determinano prima la temporanea soppressione e, quindi, la diversa distribuzione topografica. Lungo il sentiero attorno alla Valle del Rio questo ambiente è abbastanza diffuso laddove i torrenti di fusione glaciale raggiungono un'ampiezza tale da riuscire ad ospitare una biocenosi (figura 5.3.1).

### 5.3.3. LANDE ALPINE E BOREALI (4060)

Il paesaggio a cavallo tra la fascia altimontana a quella subalpina, dall'orizzonte boschivo alle associazioni prative alpine è caratterizzato, in quasi tutta la zona alpina, da brughiere di arbusti nani o arbusteti nani ("*Krummholz*"). Si tratta di un tipo molto eterogeneo che include comunità arbustive dominate da ericacee e ginepro nano, proprie dell'orizzonte degli arbusti contorti. Esso rappresenta un mosaico di associazioni intercalate da gruppi di alberi che occupano una estesa fascia altitudinale, compresa fra il limite della foresta densa (*timberline*) e le praterie situate a quota più elevata. Il ruolo che questa fascia svolge per la protezione dei suoli, a prescindere da valori floristici eventuali, è di fondamentale importanza.

Le associazioni di arbusti nani sono particolarmente sviluppate su pendii in ombra con manto nevoso di più lunga durata, su declivi franosi e su tratti rocciosi poveri di terra. I pendii esposti a sud sono invece in gran parte privi di arbusti nani per la presenza di pascoli (Provincia Autonoma di Bolzano, 1990). Ciò trova riscontro anche nell'area in esame: questo habitat è presente nella zona situata ad ovest di Rifugio Roma, a quote comprese tra 2000 e 2300 metri; osservando la mappa degli habitat (allegato II) si nota l'assenza delle associazioni riferibili a questo codice lungo il versante esposto a sud della valle del Rio. Sicuramente su questo versante le formazioni appartenenti a 4060 sono state eliminate per azione antropica in seguito alla creazione di nuove aree per il pascolo. Tuttavia camminando lungo il sentiero si osserva che su questo versante è in atto una blanda ricolonizzazione a carattere puntiforme da parte degli arbusti nani (figura 5.3.2).



Figura 5.3.2: Formazioni di ginepro e mirtilli nei pressi della Capanna della Fonte (Brunneralm). Gli arbusti nani si trovano un'pò ovunque nella fascia di transizione tra la foresta e le praterie d'alta quota, specialmente dove la pressione del pascolo è scarsa, come vicino alle rupi.

Le specie tipiche di questo habitat sono uva orsina (*Arctostaphylos uva-ursi*), azalea delle Alpi (*Loiseleuria procumbens*), rododendri (*Rhododendron ferrugineum* e *Rhododendron hirsutum*), ginepro (*Juniperus communis* subsp. *alpina*), alle quali si possono associare alcune specie caratteristiche, come pino mugo (*Pinus mugo*), mirtillo (*Vaccinium myrtillus*), empetro (*Empetrum hermaphroditum*) e altre meno frequenti (*Alnus viridis*, *Calluna vulgaris*).

In questo codice confluiscono numerose associazioni. In particolare tutte quelle della classe *Loiseleurio-Vaccinietae*, con le tre alleanze: *Loiseleurio-Vaccinion*, *Rhododendro-Vaccinion* e *Juniperion nanae*. Le mughete dei substrati silicatici sono identificate con *Rhododendro ferruginei-Pinetum prostratae* e, in parte, anche le cenosi di *Alnetum viridis*, in mancanza di alternative e vista la loro elevata naturalità, possono essere ricondotte a 4060. La brughiera ad ericacee può ospitare, alle quote più basse, specie arboree (larice, abete rosso, pino cembro), ma si tratta sempre di alberi isolati; in caso contrario, infatti, l'habitat di riferimento sarebbe quello dei boschi di conifere (9410 o 9420).

In linea generale si tratta di formazioni stabili e relativamente poco vulnerabili in quanto non soggette a particolari forme di utilizzazione del suolo (pastorizia marginale), se non in modo sporadico, incidentale. Alcuni rodoreti, tuttavia, possono essere conseguenza di prolungati sfruttamenti a pascolo, così come vari mirtilleti si sono originati solo a seguito di antichi disboscamenti (Lasen e Wilhalm, 2004).

Tra le specie animali che frequentano questo ambiente ricordiamo i rettili (*Salamandra atra atra*, *Lacerta bilineata*, *Podarcis muralis*, *Coluber viridiflavus*), l'aquila reale (*Aquila chrysaetos*) ed i tetraonidi (*Lagopus mutus helveticus*, *Tetrao tetrix tetrix*, *Alectoris graeca saxatilis*). Questi ultimi nella maggior parte dei casi preferiscono aree diversificate dal punto di vista strutturale, con presenza di arbusteti intervallati ad aree aperte. Ciascuna specie arbustiva ha inoltre una notevole importanza per la conservazione delle specie di insetti fitofagi specializzati, la cui distribuzione dipende integralmente dalla presenza di nuclei di vegetazione sufficientemente estesi (Masutti, 1992).

#### 5.3.4. FORMAZIONI ERBOSE BOREO-ALPINE SILICEE (6150)

In questo habitat si raggruppano tutte le praterie primarie alpine dei substrati silicei, situate generalmente sopra il limite del bosco, dove nessun albero e solo pochi arbusti riescono a sopravvivere al clima estremo di alta montagna. Queste cenosi erbacee comprendono dunque, non solo i curvuleti (*Carex curvula*), ma anche i festuceti acidofili (*Festuca nigricans*, *Festuca paniculata*, *Festuca varia*), gli agrostieti (*Agrostis schraderana*), i giuncheti (*Juncus trifidus*), i nardeti poveri di specie (e quindi non riportabili a 6230) e le vallette nivali a *Salix herbacea* e/o *Luzula alpinopilosa* (laddove non prevalga la componente detritica). In 6150 possono essere incluse anche le comunità acidofile di alta quota ricche di muschi e licheni.

Si tratta quindi di un tipo di habitat molto eterogeneo, caratterizzato da un'elevata naturalità e da un pregio paesaggistico rilevante; esso comprende sia stadi relativamente primitivi, con formazioni pioniere su versanti detritici in via di consolidamento, sia situazioni mature e ben affermate che esprimono la situazione climacica. Solitamente la composizione floristica è ricca e varia, anche con specie poco diffuse o persino appartenenti alla lista rossa, ed in alcuni casi va sottolineato il pregio estetico delle spettacolari fioriture che caratterizzano queste formazioni erbacee. Il curvuleto, ma anche molti festuceti (ad esempio quelli a *Festuca varia*) sono situazioni climatogene o lungamente durevoli, sostanzialmente stabili e, sopra il limite del bosco, con scarsissime possibilità evolutive. In realtà, per effetto di secoli di tradizionale uso agrosilvopastorale, l'uomo ha abbassato il limite potenziale del bosco, eliminando ove

presente anche la vegetazione costituita da arbusti nani; attualmente molte cenosi riferibili a 6150 possono essere sostituite, nell'arco di alcuni decenni, da cenosi di 4060, soprattutto rodoreti acidofili.

Lungo l'itinerario considerato le formazioni erbose appartenenti a questo codice (figura 5.3.3), molto frequenti al di sopra del limite del bosco, sono osservabili su entrambi i versanti della valle del Rio, a quote comprese tra 2200 e 2600 m (occasionalmente fino a 2800 m).



*Figura 5.3.3: Le praterie che circondano la Malga Ursprung (2396 m) costituiscono uno straordinario esempio di come la natura possa spingersi fino alle quote più elevate, arrivando quasi a lambire i ghiacciai.*

Le comunità vegetali di questo tipo di habitat sono esposte prevalentemente a fattori di rischio di tipo naturale; un pascolo irregolare, o anche intenso e poco razionale, può far degradare il cotico erbooso favorendo l'affermazione di specie nitrofile. Se fosse troppo ridotto e non sostituito da quello di ungulati selvatici, verrebbero favorite le specie di taglia più elevata e le ericacee. Spesso tuttavia sono fenomeni naturali quali erosione e slavinamento, cui sono soggetti questi pendii di alta quota, a mantenere condizioni adatte alla permanenza di queste formazioni. Ovviamente, tutti gli interventi con movimenti di terra sono destinati a diminuire

la naturalità anche se, talvolta, ma in tempi medio-lunghi, si possono ripristinare condizioni di equilibrio.

La fauna è caratterizzata dalle specie tipiche di ambienti aperti di alta quota, molte delle quali a diffusione alpina o boreo-alpina. Oltre alle specie elencate per il codice 4060, che sono presenti anche in questo habitat, troviamo i pipistrelli *Myotis blythii* e *Nyctalus leisleri*, il gheppio (*Falco tinnunculus*), la marmotta (*Marmota marmota*) e la lepre bianca (*Lepus timidus*) (Masutti, 1992).

#### 5.3.5. \*FORMAZIONI ERBOSE A NARDUS, RICCHE DI SPECIE, SU SUBSTRATO SILICEO DELLE ZONE MONTANE (E DELLE ZONE SUBMONTANE) DELL'EUROPA CONTINENTALE (6230)

Si tratta di un habitat considerato prioritario a livello comunitario nel quale confluiscono cenosi erbacee chiuse, più o meno asciutte o mesofile, ricche di nardo e specie acidofile della fascia montana e quindi collocate sotto il limite potenziale del bosco. Tuttavia, a differenza di quanto si verifica nell'Europa centrale, i nardeti sono qui diffusi anche a livello subalpino; durante la fase di compilazione delle schede relative ai vari SIC è stato quindi seguito un criterio estensivo e sono stati assimilati a questo codice anche i nardeti di quota più elevata (Lasen e Wilhalm, 2004). Trattandosi di un habitat prioritario, si ritiene che non si possano attribuire a questo codice tutte le situazioni a dominanza di nardo, ma solo quelle effettivamente ricche di specie.

*Nardus stricta*, specie prevalente, è un'erba che resiste molto bene al calpestio e ai danni causati dal pascolo, e la sua diffusione è favorita e alimentata dal sovraccarico pascolivo in stazioni povere di nutrienti. Il suolo deve essere povero di nutrienti e a reazione acida, per assicurare elevata competitività alle specie tipiche dei nardeti. Esistono, tuttavia, anche prati a nardo soggetti a regolare falciatura, specialmente in zone asciutte su terreni poveri e acidi. Al tempo della fioritura i nardeti possono essere anche paesaggisticamente molto apprezzabili, sia in fase primaverile (*Crocus albiflorus*, poi *Gentiana kochiana*, quindi *Scorzonera humilis*) che in quella estiva (*Arnica montana*, *Leontodon helveticus*, *Hieracium* div. specie, e anche alcune orchidee) o autunnale (*Calluna vulgaris*, oltre a *Gentianella* ed *Euphrasia*). Questi ambienti sono inoltre interessati periodicamente da spettacolari infestazioni di lepidotteri notturni che avviano interessanti catene alimentari verso i vertebrati predatori tra i quali troviamo *Aquila chrysaetos*, *Falco tinnunculus*, *Nyctalus leisleri* e *Alectoris greca saxatilis* (Masutti, 1992).

L'uso attuale dei nardeti è prevalentemente legato al pascolamento tradizionale, poiché si tratta di formazioni secondarie che si conservano solo se falciate o pascolate. Nell'area di pertinenza della tesi infatti, tutte le formazioni a nardo appartenenti a questo codice si trovano in prossimità degli alpeggi (malga Epago e malghe del Covolo), a quote comprese tra 2000 e 2300 m (figura 5.3.4). L'abbandono colturale rappresenta la principale causa di riduzione di questo habitat perché favorisce l'aumento del nardo, la diminuzione della ricchezza floristica e, col tempo, l'evoluzione verso formazioni legnose. Nella fascia subalpina si osserva spesso l'invasione del rododendro ferrugineo (eventualmente con ginepro nano, talvolta anche con larice). In stazioni più fresche e pingui può entrare anche *Alnus viridis*.



*Figura 5.3.4: Nardeti subalpini vicino a Malga del Covolo di Sopra. I nuclei di pino cembro osservabili sulle sporgenze rocciose vicine al sentiero ed i numerosi esemplari più giovani sparsi dappertutto, testimoniano che in questa zona il bosco è stato tagliato dall'uomo per fare spazio ai pascoli, e un'pò alla volta stà riconquistando terreno.*

### 5.3.6. BORDURE PLANIZIALI, MONTANE E ALPINE DI MEGAFORBIE IGROFILE (6430)

Questo tipo di habitat è spesso collegato alla dinamica forestale e comprende comunità di orlo, costituite da alte erbe e/o megaforbie che popolano le radure e i margini. Si tratta di associazioni esigenti per umidità e nutrienti (nitroigrofile), diffuse dalla pianura all'orizzonte subalpino. Esso si presenta assai eterogeneo per composizione floristica, ma fisionomicamente ed ecologicamente ben riconoscibile, interessando più classi di vegetazione: *Galio-Urticetea*, *Mulgedio-Aconitetea*, *Epilobietea angustifolii*, *Molinio-Arrhenatheretea*, *Phragmito-Magnocaricetea*.

Anche i boschi subalpini e le radure lungamente innevate tra i pascoli alpini e in prossimità delle malghe, nonché le stazioni di accumulo al margine dei detriti di falda, sono spesso caratterizzati da consorzi di megaforbie subigrofile che rappresentano una costante del paesaggio alpino (*Mulgedio-Aconitetea*). Si osserva inoltre che spesso tali consorzi formano delle vere bordure ai margini di ruscelli; infatti la maggioranza delle associazioni di *Galio-Urticetea*, molto diffuse presso le sponde dei fiumi, al margine dei boschi o all'interno di essi nelle radure generate dai tagli, sono da riferire a questo tipo.



Figura 5.3.5: Bordure di megaforbie igrofile, con salici ed ontano verde lungo le sponde del Rio Tristen.

Tutte le comunità appartenenti a questo habitat rappresentano fasi transitorie (mai climaciche), ma che a volte, con il permanere delle condizioni ecologiche di partenza, sono relativamente stabili e durevoli. In quota, salici e ontano verde entrano più frequentemente nelle stazioni fresche e lungamente innevate, precedendo l'ingresso, raramente immediato, di abete rosso e larice (figura 5.3.5).

Di regola non si tratta di comunità particolarmente rare ma, in ogni caso, esse contribuiscono significativamente ad alimentare la biodiversità e sono collegate spesso al dinamismo delle serie vegetazionali svolgendo quindi un ruolo ecologico molto importante. Per quanto riguarda la fauna, sono presenti elementi ecotonali che, aggiungendosi a quelli delle formazioni limitrofe, contribuiscono a rendere questi ambienti di particolare interesse ai fini della biodiversità. Inoltre essi costituiscono un rifugio per alcuni vertebrati (Masutti, 1992).

#### 5.3.7. PRATERIE MONTANE DA FIENO (6520)

Si tratta di prati pingui mesofili rientranti nella categoria dei «triseteti», in cui la composizione floristica può essere estremamente variabile. I triseteti si rinvencono generalmente tra i 1.100 e 1.900 m, ma in contesti particolari, come vicino a malga del Covolo di Sopra, possono raggiungere quote abbastanza elevate. I prati montani rappresentano probabilmente uno degli aspetti paesaggistici più noti ed apprezzati del territorio altoatesino. Essi vengono riferiti esclusivamente all'alleanza *Polygono-Trisetion*. Altre comunità dell'ordine *Poo alpinae-Trisetetalia*, di quota superiore e pascolate anziché falciate, sono da ascrivere a 6150 (Lasen e Wilhalm, 2004). Le specie dominanti nei triseteti sono *Agrostis capillaris*, *Festuca nigrescens*, *Persicaria bistorta* e *Trisetum flavescens*;

I prati montani sono l'espressione di una gestione tipica, senza la quale il bosco avrebbe il netto sopravvento. In assenza di falciature regolari infatti, l'avanzata delle specie arboree sarebbe rapida. La ricolonizzazione è influenzata dalle dimensioni degli spazi aperti e dalle specie arboree, presenti ai margini, che disseminano. Nelle stazioni montane, nel caso si intenda migliorare o forzare la produzione foraggera, si praticano anche delle blande concimazioni.

Lungo l'itinerario proposto le praterie montane da fieno sono situate nelle immediate vicinanze delle malghe, in territori generalmente di modeste dimensioni (il prato di malga del Covolo di Sopra ha un'estensione di circa 1 ettaro, figura 5.3.6), che sono stati strappati al bosco in tempi storici. Nel territorio del Parco Naturale di Vedrette di Ries-Aurina, come del resto in buona parte dell'Alto Adige, la zootecnia montana è ancora un'attività molto

importante perché legata alla tradizione culturale; in ogni caso la provincia ha individuato specifici incentivi per favorirne il mantenimento.



*Figura 5.3.6: Prato da fieno gestito a regola d'arte dal gestore di Malga del Covolo di Sopra. Sullo sfondo la testata della Valle Sorgiva ed il Ghiacciaio di Sassolungo.*

#### **5.3.8. TORBIERE DI TRANSIZIONE E INSTABILI (7140)**

Le torbiere sono, per loro natura, ambienti delicati, in evoluzione. In particolare lo sono quelle di transizione. In sostanza si tratta di ambienti che caratterizzano il passaggio tra specchi d'acqua libera, con vegetazione acquatica o elofitica, e prati umidi. La dinamica evolutiva è complessa e non sempre facilmente prevedibile. In ogni caso, sono destinate nel tempo ad un progressivo interrimento, con l'entrata di specie meno legate alla disponibilità idrica costante. Questo tipo di torbiere costituisce un tipo di habitat abbastanza complesso, nel quale vengono incluse situazioni diverse che non possono essere ricondotte alle torbiere alte attive (7110) o a quelle soligene basifile (7230). Esso, infatti, sembra meglio corrispondere a 7230, con la sola differenza che interessa ambienti acidi. Sarebbe pertanto preferibile utilizzare la denominazione "torbiere basse oligotrofe" oppure "acide" (Lasen e Wilhelm, 2004).

Le vere torbiere di transizione, di tipo intermedio (*Zwischenmoore*) sono ambienti rari e di rilevante interesse fitogeografico. Fisionomicamente si possono notare varie unità quali cariceti ondeggianti, tappeti galleggianti ricchi di briofite, sfagneti perilacuali, comunità di piante acquatiche anfibe o elofitiche. Rilevante è il numero delle unità vegetazionali che sono collegate a questo habitat e anche quello delle specie di lista rossa.

In 7140 sono incluse comunità vegetali in massima parte rientranti in *Scheuchzerietalia palustris*. In mancanza di alternative, anche lembi di torbiera bassa e acida, del *Caricion fuscae*, potranno essere riferite a 7140, al pari delle relativamente diffuse cenosi a *Carex rostrata*, che caratterizzano laghetti e conche torbose. Uno degli aspetti naturali più interessanti è rappresentato dall'aggallato di sfagni e poche piante vascolari (tra le quali, appunto, *Scheuchzeria palustris*). Sempre in assenza di plausibili alternative, e considerata la contiguità degli ambienti, anche i popolamenti ad eriofori (*Eriophorum scheuchzeri* ed *Eriophorum angustifolium*) saranno assai spesso riferibili a 7140.



Figura 5.3.7: Torbiera di transizione vicino a Malga del Covolo di Sopra, derivante dall'interramento di uno specchio d'acqua lacustre preesistente.

La vulnerabilità di tutti i siti torbosi è molto elevata, soprattutto per la loro localizzazione topografica (conche, depressioni) che li espone maggiormente all'afflusso di sostanze inquinanti, o comunque estranee, provenienti dai pendii limitrofi. Anche il pascolo, se non solo sporadico, può creare notevole disturbo ed abbassare la qualità della composizione floristica.

Lungo il sentiero ho individuato due aree in cui si possono osservare questo tipo di torbiere: la prima non cartografata sulla mappa (Allegati I e II), è situata nei pressi del Lago Maler Maggiore. La seconda area è situata in una conca localizzata poco ad est di malga del Covolo di Sopra. I siti sono generalmente situati in prossimità e ai margini di specchi d'acqua o in depressioni e conche di origine glaciale. Si tratta di torbiere derivanti dall'interramento più o meno recente di specchi d'acqua lacustre preesistenti (figura 5.3.7).

#### 5.3.9. GHIAIONI SILICEI DEI PIANI MONTANO FINO A NIVALE - ANDROSACETALIA ALPINAE E GALEOPSIETALIA LADANI (8110)

Si tratta di un habitat che comprende le cenosi tipiche di detriti (pietraie, ghiaioni, sfasciumi) di natura silicatica, dalla fascia montana al limite superiore della vegetazione, ricche in muschi e licheni. La produzione primaria, scarsa, irregolare e soggetta a possibili interruzioni pluriennali per innevamento e incompleto disgelo, è affidata a piante erbacee longeve, spesso manifestantisi come tipici pulvini o cuscinetti (Masutti, 1992). Essa include le comunità dell'alleanza *Androsacetalia alpinae* (come richiamato anche dal titolo) e dell'*Oxyrietum digyna*. Su materiale detritico formato da grossi blocchi crescono generalmente *Oxyria digyna*, *Geum reptans* e *Doronicum clusii* (figura 5.3.8). In caso di contenuto più elevato di terra finissima si diffonde maggiormente *Luzula alpino-pilosa* e in caso di più lungo inumidimento *Androsace alpina* e *Salix herbacea* (Provincia Autonoma di Bolzano, 1990).

Questo habitat è in assoluto tra i più diffusi, e copre oltre il 10% delle aree selezionate quali biotopi per Natura 2000 nel territorio dell'Alto Adige, superando il tipo dei ghiaioni calcarei di un abbondante ordine di grandezza (Lasen e Wilhalm, 2004). Nell'area in esame ghiaioni e sfasciumi si osservano un po' dappertutto, in particolare nelle aree abbandonate dai ghiacciai dopo l'avanzata relativa alla Piccola Età Glaciale (cordoni morenici) ed in prossimità di pareti e canali, dove questi materiali formano coni e falde detritiche.



Figura 5.3.8: *Cerastium uniflorum* (a sinistra) e *Oxyria digyna* (a destra), specie tipiche di ghiaioni e sfasciumi di matrice silicatica (nella foto su tonalite di Vedrette di Ries).

I popolamenti che colonizzano i detriti silicei vegetano in condizioni ecologiche estreme e la loro dinamica evolutiva è molto lenta, specialmente in corrispondenza di pietraie grossolane e ben stabilizzate. Questa vegetazione ipsofila, nonostante la copertura discontinua, fornisce all'ecosistema la base per la costituzione di un elementare ma non trascurabile meccanismo di umogenesi, garantendo un substrato di sviluppo per un vero complesso di animali bioriduttori, in cui fanno spicco i ditteri sciaridi e chironomidi (Masutti, 1992). Diversa è la prospettiva per i ghiaioni subnivali con detrito fine, rimaneggiati dall'azione della neve, per i quali la successione verso comunità con maggiore copertura di specie erbacee (6150) può essere più rapida e direttamente osservabile, in relazione alla diminuzione dei nuovi apporti detritici e al ritiro, negli ultimi anni ben documentato, dei fronti glaciali.

#### 5.3.10. PARETI ROCCIOSE SILICEE CON VEGETAZIONE CASMOFITICA (8220)

Si tratta di un habitat che comprende la vegetazione pioniera delle rupi silicee verticali. Tra quelli censiti in via preliminare nei SIC del territorio altoatesino, è quello che occupa la maggiore superficie areale (superiore a 17000 ha). Le possibilità evolutive sulle pareti

verticali sono estremamente ridotte e, in ogni caso, richiedono tempi lunghissimi.

Le piante che riescono a crescere in questi ambienti estremi devono adattarsi, oltre che alle condizioni di suolo e clima, anche alle possibilità di insediamento in nicchie e fessure, dove la sopravvivenza è permessa soltanto a poche specie (Provincia Autonoma di Bolzano, 1990). Di esse fanno parte diverse piante pulvinate, tipiche delle associazioni di *Androsacetalia multiflorae* o di *Androsacetum vandelli* a quote più elevate, oppure dell'*Asplenieto-Primuletum hirsutae*, a gravitazione montano-subalpina. Specie tipiche di questi ambienti sono *Asplenium septentrionale*, *Primula hirsuta*, *Bupleurum stellatum*, *Hieracium intybaceum* e *Primula daonensis* (Lasen e Wilhalm, 2004).

#### 5.3.11. GHIACCIAI PERMANENTI (8340)

Questo habitat, pur non ospitando alcuna comunità vegetale riveste una notevole importanza ambientale, in quanto rappresenta una risorsa idrica fondamentale (Lasen e Wilhalm, 2004). In questi ecosistemi la sostanza organica è fornita in modo determinante dal vento sotto forma di pollini, spore, residui animali o vegetali leggeri e polveri di varia origine, ai quali si aggiungono anche una parte minerale e soprattutto alcuni artropodi, che per lo più soccombono per la severa delimitazione ecologica delle scarse nicchie disponibili (Masutti, 1992). La fase di ritiro che caratterizza il trend evolutivo di questi ultimi decenni (vedi figura 5.4.2 nel capitolo successivo) sta generando nuovi spazi liberi dal ghiaccio che sono resi disponibili alla colonizzazione da parte delle comunità pioniere di alta quota, di regola riferite ai codici 8110 e 8220.

#### 5.3.12. FORESTE ACIDOFILE MONTANE E ALPINE DI PICEA (VACCINIO-PICEETEA) (9410)

Il tipo comprende formazioni arboree, naturali o seminaturali, ma non rimboschimenti, caratterizzate dalla dominanza di abete rosso. Nell'arco alpino, e in particolare nei settori a clima continentale, le foreste di abete rosso pure o miste rappresentano, a quote comprese tra 1000-1200 e 1800-2000 metri, il tipo di copertura maggiormente diffuso. Si tratta infatti di uno degli habitat meglio rappresentati in provincia di Bolzano, anche all'esterno dei SIC (Lasen e Wilhalm, 2004).

Del Favero (2004) distingue le peccete in base alla fascia altitudinale e alle caratteristiche del suolo (matrice del substrato, umidità). Generalmente l'abete rosso predilige i substrati

silicatici e costituisce la specie più importante della regione mesalpica interna e di quella endalpica esterna, collocandosi soprattutto nella fascia montana (a quote basse, su versanti esposti a sud fino a 1.500-1.600 m) e in quella subalpina (a quote più elevate su versanti freschi, a partire da 1.300-1.400 m), dove in larga prevalenza si tratta di formazioni vicine al climax e notevolmente stabili. Nelle aree in cui la pecceta è climatogena, l'habitat può essere considerato di notevole valore ambientale. Le situazioni migliori, di maggior pregio naturalistico sono quelle in cui l'abete rosso non è disposto in modo troppo regolare e in fustaia coetanea.



*Figura 5.3.9: Un'ampia veduta della Valle del Rio e della piana alluvionale su cui sorge il paese di Riva di Tures: l'abete rosso è specie dominante sulla parte inferiore delle pendici dei versanti e lungo le sponde del Rio di Riva.*

A livello altimontano e subalpino si possono citare le situazioni più fresche con abbondante sottobosco di rododendro ferrugineo, quelle più xeriche con prevalenza di mirtillo rosso, quelle di stazioni fertili e lungamente innevate con megafornie e quelle con prevalente sottobosco di muschi e felci su blocchi detritici (Lasen e Wilhalm, 2004). Sempre più spesso

inoltre si osservano lariceti che sono progressivamente sostituiti da peccete. In tal caso (lariceto in successione con pecceta), se l'abete rosso è già adulto e ben affermato, anche se nello strato arboreo dominante svetta ancora il larice, è preferibile utilizzare 9410 anziché 9420. I contatti tra pecceta con pino cembro e larici-cembreto con abete rosso sono assai frequenti e la fascia di tensione può variare dai 1700 ai 1900 m. Boschi a prevalenza di abete rosso contenenti anche larice e pino cembro si trovano, nell'itinerario proposto, prevalentemente sul versante esposto a nord e a fondovalle lungo il Rio di Riva (figura 5.3.9). La presenza di alberi vecchi di notevole diametro e di nuclei di rinnovazione rappresenta una diversificazione strutturale che è favorevole anche a numerose specie animali, in particolare insetti fitofagi ed uccelli. In generale gli xilofagi (soprattutto insetti coleotteri) e i loro predatori dipendono dalla quantità e tipologia di alberi morti e legno marcescente, più abbondanti nelle peccete subalpine. I semi della picea sono un'importante fonte di alimentazione per diversi animali, come per esempio il crociere e lo scoiattolo. Questo tipo non è insidiato da minacce se non quelle dovute a interventi diretti di consumo del suolo o dalle pullulazioni di insetti (bostrico, *Ips typographus*, ed altri scolitidi fra gli xilofagi, *Cephalcia arvensis*, *Epinotia tedella* e *Lymantria monacha* fra i fitofagi) favoriti da andamenti climatici anomali. Nella fascia dai 1700 m in su gli abeti rossi sono insidiati da *Chrysomya rododendri* (Masutti, 1992).

### 5.3.13. FORESTE ALPINE DI LARICE E/O PINO CEMBRO (9420)

Questo codice comprende le foreste di larice, pure o miste con pino cembro, diffuse nell'orizzonte subalpino. Si tratta di espressioni ad elevata naturalità e, soprattutto quelle con pino cembro, di forte attrattiva paesaggistica; anche i lariceti puri, in autunno, rappresentano uno spettacolo che entra nell'immaginario collettivo di un paesaggio alpino (figura 5.3.10).

Di regola queste formazioni si spingono a quote superiori a quelle delle peccete, raggiungendo il limite superiore del bosco. A parte, occasionalmente, l'abete rosso, nessuna altra pianta arborea si spinge a queste quote. Per distinguere efficacemente 9420 e 9410, oltre a considerare la quota e le specie dominanti, è utile osservare i caratteri della rinnovazione. Nei larici-cembreti, infatti, le giovani plantule di *Picea* sono sempre assai sporadiche. Nell'area di Vedrette di Ries i larici-cembreti sono molto diffusi e raggiungono quote assai elevate (particolarmente famoso è il piccolo cembreto sul Monte Covoni, ad un'altitudine di 2469 m). Attualmente sono attualmente in fase di ripresa in seguito alla diminuita, localmente, azione del pascolo (vedi inquadramento vegetazionale).



Figura 5.3.10: Suggestivo scenario autunnale sui boschi di larice e pino cembro che sovrastano una Valle de Rio avvolta dalla nebbia. La foto è stata scattata poco sotto il Rifugio Roma, in direzione NO.

La sintassonomia di queste formazioni, pur così facilmente identificabili, non è ancora stata compiutamente espressa in modo soddisfacente, salvo ricorrere a un *Larici-Cembretum*, cui fanno riferimento diversi autori (Lasen e Wilhalm, 2004). Il larice è pianta pioniera, eliofila, spesso legata all'azione del pascolo (che ha penalizzato il cembro), tanto da contribuire a creare un paesaggio artificiale, ma molto apprezzato a livello turistico: il prato o il pascolo a larici. Si tratta di una specie ubiquitaria che vegeta al limite superiore della vegetazione arborea ma può spingersi a quote più basse. Il pino cembro, specie microterma, possiede svariati adattamenti alle condizioni estreme d'alta quota (gli aghi resistono fino a  $-30^{\circ}\text{C}$ ) e assume un portamento assai variabile a seconda dell'età e delle condizioni stazionali. Nella forma adulta tipica ha chioma ovoidale, folla, coi rami distribuiti spesso fino a terra, ma può tuttavia presentare un'estesa gamma di habitus (slanciato o cilindrico se in popolamenti densi oppure di forma contorta e arbustiva se al limite della vegetazione arborea) (Aimi, 1999).

Nella loro espressione più caratteristica e prossimo-naturale, le formazioni miste di larice e pino cembro rappresentano lo stadio climatogeno. Di regola la valenza naturalistica è

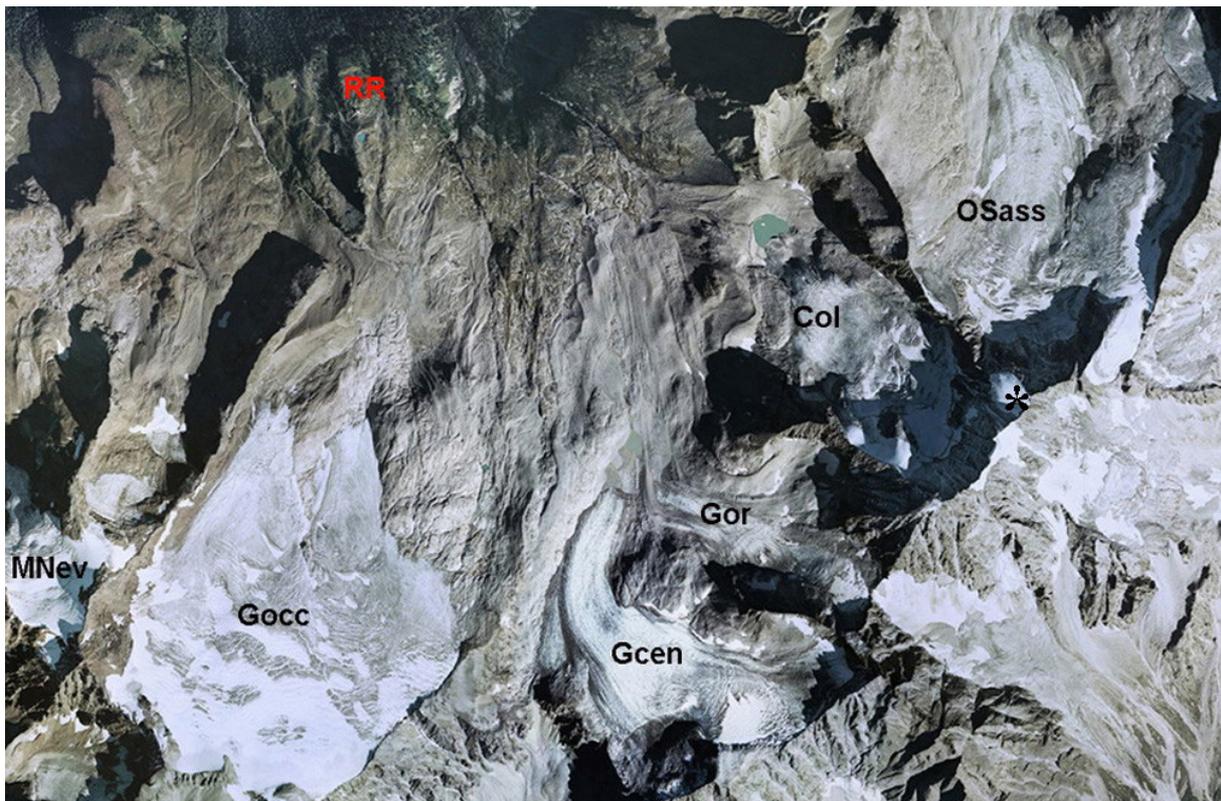
maggiore nelle aree meno interessate dai pascoli e apparentemente meno attraenti. Lariceti e cembrete non hanno un sottobosco significativamente differente da quello delle peccete subalpine, ma il loro impatto visivo è decisamente diverso. Trattandosi spesso di formazioni aperte, esse ospitano di norma una notevole varietà di specie erbacee, alcune delle quali certamente di pregio, tranne che nelle situazioni di ex parco di larici spesso invase da *Deschampsia caespitosa*.

La fauna è analoga a quella delle peccete subalpine, ma ci sono però delle specie di invertebrati, in particolare lepidotteri, imenotteri e coleotteri, esclusive di larice e cembro. I pinoli del pino cembro costituiscono una interessante fonte di cibo per molti animali: fra gli uccelli si ricorda in particolare la nocciolaia (vedi capitolo 2.4.3). Spesso nelle formazioni più aperte abitano animali più diffusi nelle sovrastanti praterie alpine; quelle più ricche di cespugli e sottobosco, oppure intervallate a zone occupate da mughete o da rododendri, sono invece adatte a diverse specie di vertebrati (fagiano di monte, passeriformi come il merlo dal collare) e insetti che frequentano le zone arbustive (Masutti, 1992).

Notevole importanza rivestono soprattutto due insetti specifici del larice: *Coleophora laricella* e *Zeiraphera diniana*. Quest'ultima compie cicliche pullulazioni sulla pianta caducifoglia, provocandone in un primo momento una decolorazione (il 4° e il 5° stadio larvale inducono sulle foglie una colorazione rosso-bruno), ed in seguito la completa defogliazione. Studi effettuati da Baltensweiler e Rubli (1999) in diversi siti della catena Alpina, hanno valutato la frequenza di tali pullulazioni, misurando anche il grado del danno operato dall'insetto. In particolare, nel sito relativo alla Valle Aurina e dunque molto vicino all'area oggetto della tesi, sono state registrate, nel corso di un secolo, svariate pullulazioni (in particolare negli anni 1889, 1955-56-57-58, 1963-64, 1974, 1979 e 1982-83).

#### 5.4. ASPETTI GEOMORFOLOGICI

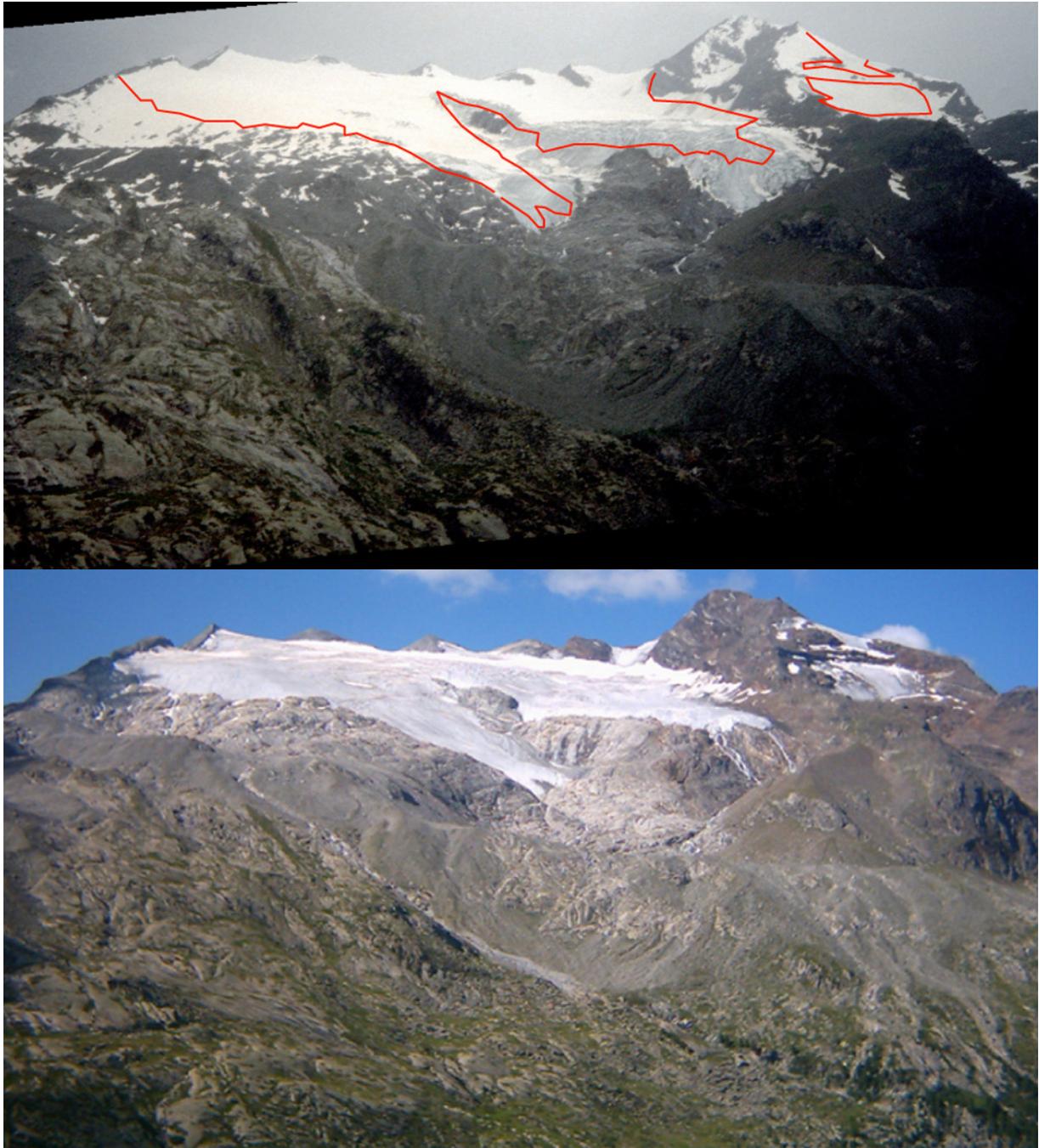
La zona di pertinenza della tesi è un ambiente tipico di alta montagna, dove i più importanti agenti modellatori del paesaggio sono indubbiamente i ghiacciai. Un ghiacciaio è essenzialmente una grande massa di ghiaccio naturale, derivante da trasformazioni della neve, permanente su scala temporale umana e caratterizzato da una sua evoluzione determinata da fattori morfologici, topografici e climatici (Smiraglia, 1992).



*Figura 5.4.1: Fotografia satellitare nella quale sono visibili i ghiacciai del Gruppo delle Vedrette di Ries, localizzati sui versanti meridionale e orientale della Valle del Rio. Da est: OSass = Ghiacciaio Occidentale di Sassolungo; Col = Ghiacciaio di Collalto; \* = Ghiacciaio sospeso; Gor e Gcen = settori Orientale, Centrale del Ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries; Gocc = settore Occidentale del Ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries; Mnev = Ghiacciaio di Monte Nevoso; RR (in rosso) = Rifugio Roma.*

I numerosi ghiacciai ancora presenti nel gruppo di Vedrette di Ries (19 quelli censiti nel 1985) conferiscono alla zona un fascino del tutto unico, occupando un'estensione che solo alcuni anni fa raggiungeva i 14 Km<sup>2</sup> (Damm, 1999). Percorrendo il sentiero si possono osservare, guardando da est verso ovest, il ghiacciaio Occidentale di Sassolungo, quello di Collalto (Hochgall Ferner), il ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries suddiviso nei settori Orientale, Centrale (Östlicher Rieserferner, ai piedi di Collaspro) e Occidentale (o di Monte

Magro, Westlicher Rieserferner), che con una superficie di circa 450 ha è quello che occupa la superficie maggiore (Ufficio parchi naturali, Bolzano *et al.*, 2001) ed infine quello di Monte Nevoso (figura 5.4.1).



*Figura 5.4.2: Confronto fotografico dei ghiacciai di Monte Magro e Monte Nevoso. La foto superiore risale al 1989 (archivio B. Cesare), quella inferiore al 2006. Si nota il notevole innalzamento del fronte del ghiacciaio di Monte Nevoso e l'assottigliamento della lingua occidentale del Ghiacciaio di Monte Magro (linea rossa).*

Il culmine dell'espansione glaciale recente (PEG) è stato raggiunto verso il 1850: in quel periodo l'estensione dei ghiacciai era di 29 Km<sup>2</sup>, la linea d'equilibrio si trovava a 2747 m d'altezza e il ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries giungeva fino alla base di Monte Covoni. Nel periodo successivo alla Piccola Età Glaciale questi ghiacciai hanno subito un ritiro piuttosto marcato, perdendo dal 1850 fino al 1985 il 51% della loro superficie ed il 70% del volume in ghiaccio. Fino al 1985 è stato registrato un innalzamento della linea di equilibrio (ELA) di circa 100 m, fino a quota 2850 m (Damm, 1999). L'ultima avanzata in ordine di tempo, prima del drammatico periodo di scioglimento che contraddistingue l'attualità, si è verificata tra il 1977 ed il 1983, essenzialmente a causa della concomitanza tra minime temperature estive e massime precipitazioni invernali (Serandrei Barbero *et al.*, 1995). Il ventennio successivo al 1985 è stato caratterizzato da un intenso ritiro dei ghiacciai: dal 1989 al 2005 il fronte del Ghiacciaio di Monte Nevoso s'è alzato da 2620 a 2720 m, mentre quello di Monte Magro (figura 5.4.2) ha mantenuto la quota della propria fronte a 2610 m, perdendo però buona parte della propria massa di ghiaccio ([www.disat.unimib.it/comigliacio/comitatoglacilogico.htm](http://www.disat.unimib.it/comigliacio/comitatoglacilogico.htm), dati campagne glaciologiche 1989 e 2005, Comitato Glaciologico Italiano).

Con le loro repentine avanzate e ritirate i ghiacciai presenti in questo paesaggio hanno modellato la superficie, generando le numerose forme relitte di erosione e di accumulo. Ancor oggi possiamo osservare tali forme laddove i ghiacciai sono scomparsi. In questa zona sono molto frequenti i circhi che, con la loro tipica forma simile a quella di una poltrona a braccioli, sono il simbolo della montagna glacializzata: si tratta di profonde nicchie caratterizzate da fianchi ripidi, con forma grossolanamente semicircolare e delimitata da creste dirupate. La maggioranza di essi oggi non ospita più un ghiacciaio e quindi costituisce una forma inattiva o relitta; circhi di questo tipo, sviluppati l'uno accanto all'altro e separati da una sottile cresta divisoria delimitata da ripide pareti (denominata *arête*), si osservano nel versante di Vedrette di Ries esposto a Sud, nel tratto compreso tra Cima di Riva e la dorsale di Sassolungo.

Sul versante opposto, laddove sono ancora presenti i ghiacciai, si osservano dei bei circhi attivi: esempi visibili dal sentiero sono i circhi che racchiudono i ghiacciai di Collaspro, Collalto (figura 5.4.3, nel quale, il turista interessato può visitare anche un bel laghetto di circo) e di Sassolungo. Altre forme di origine glaciale, visibili in molte parti del sentiero ma soprattutto nelle aree rocciose abbandonate recentemente dai ghiacciai, sono rocce montonate e liscioni glaciali.



*Figura 5.4.3: Il massiccio bastione granodioritico del Collalto, che coi suoi 3436 m domina sulle Vedrette di Ries. Il suo ghiacciaio, che è situato in un circo nel quale è incastonato anche un lago molto bello, durante la PEG, come tutti gli altri ghiacciai della zona ha prodotto le estese morene che oggi osserviamo ancora prive di vegetazione. A valle dei cordoni morenici spesso troviamo le rocce montonate. Vicino alla cima (a sinistra) si vede il ghiacciaio sospeso.*

Lungo l'itinerario proposto sono molto diffusi anche i depositi morenici; la presenza delle morene permette una ricostruzione comparativamente sicura degli stadi glaciali più antichi del Tardiglaciale e dell'Olocene (Damm, 1999). In particolare, i depositi della Piccola Età Glaciale appaiono ancora freschi o scarsamente erosi, con scarsa o nulla vegetazione, in quanto cronologicamente più vicini agli episodi di dinamica glaciale che li hanno depositi (figura 5.4.3).

Le morene più antiche sono di difficile individuazione perché, ai tempi delle glaciazioni, i ghiacciai avevano un'estensione enorme rispetto a quella attuale e raggiungevano quote molto più basse con le loro lingue. Un altro fattore che rende difficile l'identificazione di questo tipo di morene è sicuramente la presenza di una rigogliosa vegetazione che oggi le nasconde. I depositi più recenti sono costituiti da ghiaie medie con abbondanti blocchi e ciottoli, mentre quelli più antichi presentano una granulometria inferiore (Marchesi, 2000b).

Nella regione studiata sono presenti anche numerosi rock glaciers attivi e inattivi, alcuni di essi considerati “fossili” perché localizzati al di sotto del limite del bosco (Damm, 1999).

Non si deve tuttavia sottovalutare l’azione di altri fattori morfologici importantissimi, come acqua e forza di gravità: l’azione degli impetuosi rivi di fusione glaciale in alcuni punti ha trasformato profondamente le forme precedenti, creandone talora di nuove e caratteristiche. Non infrequenti in alcune aree sono forre d’incisione, come quella che si osserva lungo il sentiero per il lago Maler, dal ponte a quota 2255, e le cascate: una bella cascata si vede osservando in direzione di Rifugio Roma dal versante opposto.

I depositi alluvionali in quest’area sono essenzialmente legati al Rio di Riva. Questo torrente ha infatti generato una pianura alluvionale a pendenza regolare e bassa, che raggiunge la sua massima estensione in corrispondenza dell’abitato di Riva di Tures, dove raggiunge una larghezza di circa 500 metri (figura 5.3.9 nel capitolo precedente).



*Figura 5.4.4: Falda detritica visibile dal sentiero per i Laghi Maler, a quota 2490 osservando in direzione SE.*

Importanti sono anche i depositi di versante, rappresentati in gran parte dal detrito di versante antico e recente, legato al naturale ed inesorabile disfacimento delle rocce e alla gravità. Il

detrito di versante antico occupa estese aree ricoperte dalla vegetazione mentre il detrito di versante attuale si deposita in corrispondenza delle pareti rocciose. I frammenti rocciosi prodotti dal disfacimento delle pareti, si staccano e cadono liberamente, accumulandosi al piede; se la parete è pressapoco uniforme, questo deposito si presenta piuttosto omogeneo e va a formare una falda detritica (figura 5.4.4). Se invece il detrito cade in una rientranza, come ad esempio un canalone, al piede di quest'ultimo viene a formarsi un cono detritico. Per alcuni di questi coni, oltre al ruolo della gravità, è stata importante anche l'azione di trasporto di torrenti e valanghe (Marchesi, 2000b). Una falda detritica può essere formata anche da un insieme di coni adiacenti, come si può notare a Nord dello Sprone Delle Vedrette Giganti. Comunemente i materiali si assestano secondo un angolo d'inclinazione di 30-35° e i frammenti di dimensioni maggiori si collocano più in basso (Castiglioni, 1986).

## 5.5. SVOLGIMENTO IN TAPPE

### 5.5.1. PRIMA TAPPA

La prima tappa è situata a quota 1780 e le coordinate UTM, relative al fuso 33T sono 5202780 N (latitudine) e 277380 E (longitudine). Affacciato su di una rupe è presente uno steccato che delimita il tracciato verso valle mentre, a monte del sentiero, si nota un rivolo d'acqua lungo il quale cresce una vegetazione di tipo igrofilo (ontano verde, sorbo degli uccellatori). Tutt'attorno il bosco assume gli aspetti tipici di una pecceta subalpina. Affacciandosi al parapetto e osservando in direzione della rupe si osserva tuttavia già qualche sporadico esemplare di pino cembro e larice.

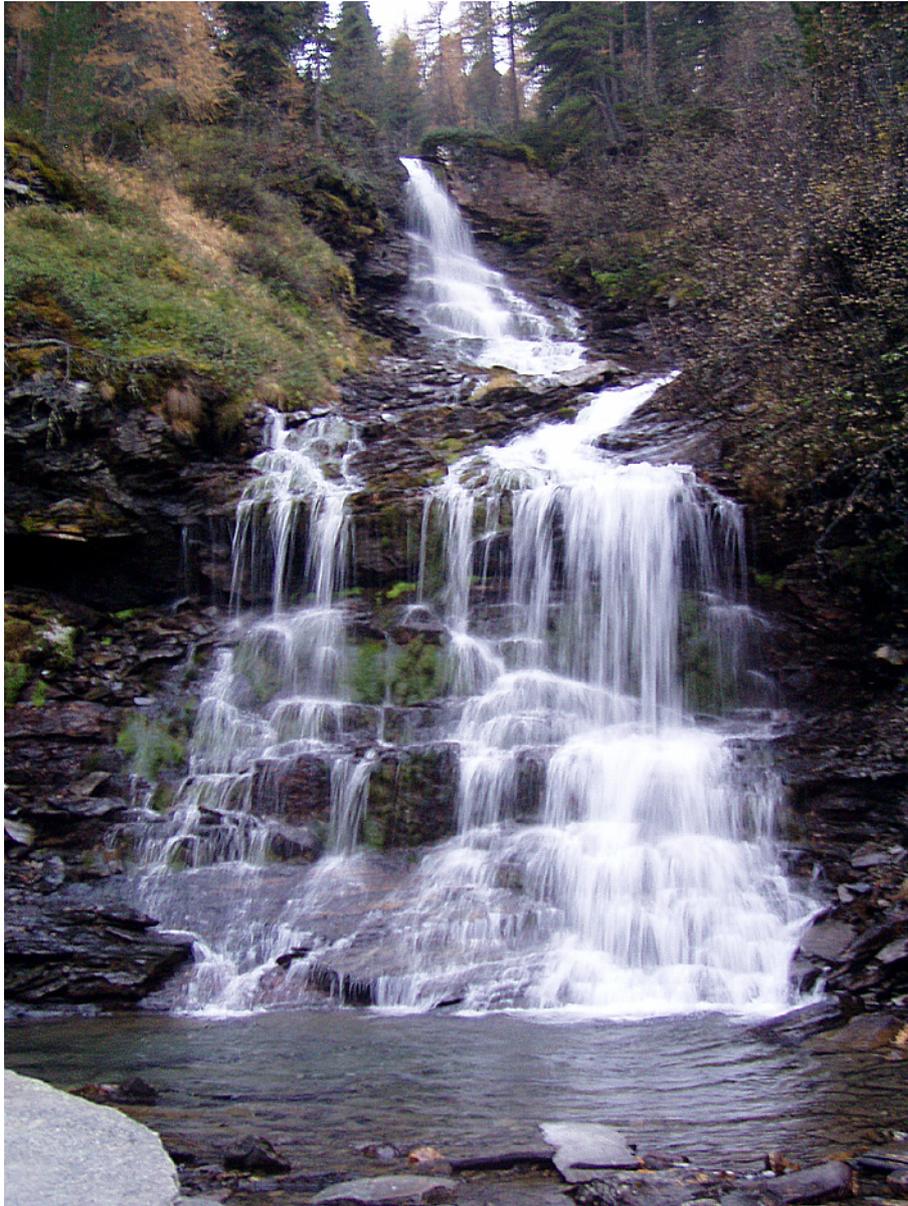
In quest'area affiorano paragneiss e micascisti che costituiscono il basamento Austroalpino incassante sotto il quale si è intruso il plutone di Vedrette di Ries. Si tratta di rocce di grana fine (inferiore al mm), ricche in muscovite e clorite oltre che in quarzo e plagioclasio. La biotite, essendo il primo minerale formato dal metamorfismo di contatto, è presente in modeste quantità perché ci troviamo abbastanza lontani dal punto in cui i paragneiss/micascisti vengono in contatto con le magmatiti del plutone, e quindi con la sorgente di calore. La giacitura degli strati, visibile dai caratteristici livelletti ad alternanza millimetrica, è da sub-orizzontale a poco inclinata. Osservando in direzione NO (320°, riferendosi ad un sistema di coordinate azimutali, nelle quali l'orientazione, espressa in gradi da 0 a 360, si determina in senso orario a partire dal N = 0°) si vede in basso la piana alluvionale di Riva di Tures.

### 5.5.2. SECONDA TAPPA

Questa tappa, situata in corrispondenza del Rio di Terna (5202180 N, 277980 E), che scorre nelle vicinanze di Malga Terna di Sotto, a quota 1960, ci permette di ammirare una magnifica cascata lungo la quale il torrente compie un salto di alcune decine di metri. La vegetazione arborea è composta prevalentemente da larice e pino cembro, ma nelle immediate vicinanze del corso d'acqua si trova anche l'ontano verde.

In questa zona, proprio a metà del torrente, è visibile un bell'affioramento di paragneiss minuti che dal punto di vista petrografico appaiono del tutto simili a quelli presenti nella tappa precedente. Inoltre, osservando verso monte in direzione della cascata si nota come l'acqua abbia messo a nudo le rocce sottostanti e, osservando con attenzione, si vedono distintamente i piani di foliazione ben definiti e continui, che mantengono una giacitura da

sub-orizzontale a lievemente inclinata verso nord (figura 5.5.1).



*Figura 5.5.1: Bellissima cascata generata dal Rio di Terna, fotografata dal sentiero. Si osservano molto bene paragneiss e micascisti con foliazione a giacitura sub-orizzontale messi a giorno dall'azione dell'acqua. Ai bordi del torrente sono presenti principalmente ontano verde e abete rosso.*

### 5.5.3. TERZA TAPPA

A quota 2080, nelle vicinanze di malga Epago (5201729 N, 278561 E) è visibile un deposito originato da una frana non recente, costituito da blocchi di paragneiss e micascisti dalle dimensioni variabili da pochi centimetri fino al metro. Sul detrito è in atto una ricolonizzazione da parte di larice e pino cembro e sono osservabili anche alcuni arbusti nani,

principalmente rododendro, assieme a muschi e felci. Dal sentiero osservando verso valle si vede il pascolo della malga, circondato da muretti a secco. Questo pascolo, secondo la classificazione prevista dall'allegato I di Natura 2000, rientra nella categoria dei nardeti ricchi di specie su substrato siliceo delle zone montane (codice 6230, vedi capitolo 5.3).

#### 5.5.4. QUARTA TAPPA

Questa tappa è localizzata nella zona di limite superiore del bosco (*treeline*), più precisamente nella “*Krummholz*” ossia la zona degli arbusti contorti (Del Favero, 2004). Classificata col codice 4060 (lande alpine e boreali) nell'allegato I della direttiva Habitat, quest'area corrisponde ad una sottile fascia di arbusti nani (rododendri, mirtilli, ginepri) nella quale sono presenti ancora diversi individui di larice e cembro in gruppetti sparsi. Essa suddivide il bosco denso (*timberline*) dalle praterie alpine d'alta quota.

A quota 2090 poco a monte del sentiero (5201555 N, 278785 E), e visibile anche dallo stesso, è osservabile un affioramento particolare: si tratta di un filone di aplite granitica dello spessore di 30-40 cm, iniettato nei paragneiss del basamento incassante con orientazione preferenziale ENE-OSO (figura 5.5.2). Questo filone acido è una rarità perché le apliti granitiche, pur frequenti all'interno del corpo plutonico di Vedrette di Ries, solo raramente intrudono il basamento incassante. A prima vista il filone può apparire concordante con i paragneiss, ma, se osservato in dettaglio, in determinati punti esso è discordante rispetto alla foliazione delle rocce del basamento cristallino Austroalpino. Inoltre al suo interno non compare alcun piano di foliazione e quindi l'anisotropia planare degli scisti deve essere precedente all'intrusione del filone. In sintesi, la successione degli eventi che hanno generato le rocce di questo affioramento vede, in un primo momento, la formazione di un'anisotropia planare nei paragneiss durante i metamorfismi precedenti all'intrusione del plutone di Vedrette di Ries, successivamente la loro fratturazione seguita dall'intrusione da parte di magma acido, ed infine la solidificazione dell'aplite all'interno dei paragneiss.



*Figura 5.5.2: Aplite granitica iniettata nei paragneiss del basamento cristallino dell'incassante.*

#### **5.5.5. QUINTA TAPPA**

Questa tappa è situata a quota 2110, nel punto dove il sentiero attraversa il Rio Tristen (5201343 N, 278950 E). Qui il torrente ha scavato una forra d'incisione proprio nell'area dove si trova il contatto tra le tonaliti di Vedrette di Ries e le rocce del basamento cristallino incassante. In questo luogo, nello spazio di pochi metri, si osserva una grande varietà litologica: prima del ponte affiorano principalmente anfiboliti e fels a calc-silicati (metacarbonati impuri generati dal contatto con le plutoniti oligoceniche) (figura 5.5.3).



*Figura 5.5.3: Zona di contatto tra magmatiti di Vedrette di Ries e rocce del basamento incassante. Si osservano le apofisi di tonalite (T) iniettate all'interno delle anfiboliti (A) ed i soprastanti fels a calc-silicati.*



*Figura 5.5.4: A sinistra: fenomeni di iniezione della tonalite all'interno dell'anfibolite sulla sinistra idrografica del Rio Tristen. A destra: tonalite a grana media tagliata da numerosi dicchi granitici, sulla destra idrografica del torrente.*

Una particolarità dell'anfibolite è la sua particolare durezza che ne impedisce una deformazione duttile laddove agiscono pressioni e temperature elevate. In prossimità del contatto le rocce che presentano tali caratteristiche sono state spaccate dal magma e al loro interno vi si sono iniettati alcuni filoni di tonalite. Sul fondo del torrente e al di là del ponte compare già la tonalite a grana media con diversi filoni granitici al suo interno (figura 5.5.4). Dal ponte, osservando verso valle lungo le sponde del torrente, si può osservare la vegetazione corrispondente al codice 6430, caratterizzata da megafornie igrofile e specie arboree appartenenti ai generi *Salix* e *Alnus*. Si tratta quindi di un ambiente ecotonale, cioè di limite tra due ecosistemi differenti: ad ovest del ponte la vegetazione appartiene alla tipologia degli arbusti nani (4060) mentre ad est sono presenti i pascoli a prevalenza di *Nardus stricta* (6230).

#### 5.5.6. SESTA TAPPA

A quota 2160, pochi metri più in alto della tappa precedente (5201328 N, 279114 E), è osservabile un filone rettilineo, iniettato nella tonalite, composto prevalentemente da quarzo e feldspati a grana grossa (figura 5.5.5). Esso possiede una colorazione bianca lucente per opera dei cristalli di quarzo ed un'orientazione E-O. La composizione mineralogica è molto simile a quella degli ortogneiss pegmatitici, ma il filone è collocato all'interno della tonalite. Questo ne rende l'interpretazione genetica assai problematica perché non è chiaro se si tratti effettivamente di un filone correlabile al magmatismo di Vedrette di Ries e quindi successivo all'intrusione della tonalite, oppure se, essendo vicino al contatto, esso sia un grande incluso (xenolite) caduto all'interno del magma. Per confutare ogni dubbio sarebbero necessarie delle misurazioni radiometriche che ne datino l'età, sapendo che la tonalite di Vedrette di Ries è stata datata a  $30 \pm 3$  Ma (Borsi et al., 1973).



*Figura 5.5.5: Filone quarzo-feldspatico iniettato (o incluso) nella tonalite a grana media, visibile pochi metri a valle di Rifugio Roma.*

#### **5.5.7. SETTIMA TAPPA**

In questa tappa, a quota 2256 (5201381 N, 279417 E), si osservano dei paragneiss particolari, estremamente scistosi e simili a filladi di colore nerastro con sfumature rossicce dovute all'alterazione (figura 5.5.6). Questo litotipo si trova in una zona dove una faglia ha deformato le rocce del basamento cristallino, trasformandole in nuove, denominate miloniti. La milonisi è un processo che comporta la riduzione della grana della roccia originaria a causa delle sollecitazioni meccaniche operate dalle deformazioni. La temperatura alla quale avvengono tali deformazioni agisce sul tipo di minerali stabili: se esse si verificano a temperature elevate, le rocce si deformano in maniera duttile e i minerali preesistenti, seppur ridotti di grana, rimangono stabili anche nelle miloniti di neoformazione (vedi 27<sup>a</sup> tappa). Se invece, come in questo caso, le deformazioni avvengono a temperature più basse, proprie della facies degli scisti verdi, la roccia subisce una rielaborazione mineralogica di carattere retrogrado, perde coesione, e si originano le cosiddette miloniti “fredde” o le cataclasiti.

Inoltre l'affioramento è molto vicino al contatto con la tonalite e sorge spontaneo domandarsi come mai queste rocce si siano deformate in condizioni di bassa temperatura; questo comportamento deriva dal fatto che esse hanno subito la deformazione in un periodo in cui la tonalite si era già raffreddata e quindi non hanno registrato effetti di rilievo dalla vicinanza del contatto.



*Figura 5.5.6: Miloniti “fredde” poco sotto il Rifugio: in questa zona una faglia ha generato sulle rocce (paragneiss/micascisti) un’intensa deformazione, che ne ha modificato la struttura e l’aspetto originari.*

I minerali che costituiscono queste miloniti sono prevalentemente muscovite, clorite (che ne conferisce la colorazione nero-verde), quarzo e plagioclasio. La biotite, che in questa zona costituiva un comune minerale di neoformazione originato dal metamorfismo di contatto, è presente in bassissime quantità perché le miloniti hanno subito una rielaborazione di carattere retrogrado.

#### **5.5.8. OTTAVA TAPPA**

Arrivati al Rifugio Roma (2276 m, 5201359 N, 279478 E, figura 5.5.7) ci si può concedere

una breve sosta prima di salire ai Laghi Maler. Seduti sulla panca del rifugio, sorseggiando un radler, si possono osservare dei paragneiss minuti a giacitura sub-orizzontale. Queste rocce sono simili a quelli del basamento Merano-Mules-Anterselva, affioranti ad ovest, nella zona a sud di Monte Spico. L'unica differenza registrata nei paragneiss di questa zona è data dal fatto che essendo molto vicini all'intrusione, essi hanno subito gli effetti del metamorfismo di contatto, e di conseguenza contengono maggiori quantità di biotite.



*Figura 5.5.7: Rifugio Roma (Kasseler Hütte, 2274 m), il punto ideale per una sosta.*

#### **5.5.9. NONA TAPPA**

A quota 2254 (5201014 N, 279165 E), lungo il sentiero di neocostruzione che conduce ai Laghi Maler e a Monte Nevoso ci si imbatte in un ponticello che attraversa il Rio Tristen. Qui il lavoro dell'acqua sulle rocce del letto, per la maggior parte di tipo meccanico, ma anche legato al disfacimento chimico, nel corso dei secoli ha scavato una suggestiva forra di incisione (figura 5.5.8).



*Figura 5.5.8: Profonda e stretta forra d'incisione scavata dal Rio Tristen nelle rocce vicine al contatto. L'azione erosiva di acqua e materiali ha generato le svariate marmitte dei giganti presenti. Si notano anche le numerose vene tonalitiche parallele e discordanti, iniettate all'interno dei paragneiss.*

Gli urti e lo sfregamento dei detriti trasportati dalla corrente (*corrasione*) a lungo andare hanno intaccato le rocce compatte sul fondo. La formazione di vortici ad asse subverticale, creando movimenti circolari dei ciottoli e della sabbia, ha inoltre determinato l'erosione nella roccia (*evorsione*) di cavità emisferiche e cilindriche dette marmitte dei giganti (Castiglioni, 1986). Insieme questi processi hanno abbassato sempre più il letto del torrente, generando un fondo liscio e pareti ripide, sulle quali si osservano ancora le tracce del lavoro compiuto dall'acqua a livelli via via più bassi.

Osservando il fondo di tale forra si possono vedere dei paragneiss migmatitici che, data

l'estrema vicinanza del contatto, sono intercalati da numerosi filoni di tonalite.

#### 5.5.10. DECIMA TAPPA

Dopo aver attraversato una imponente falda detritica, il sentiero che conduce ai Laghi Maler si avvicina all'argine morenico frontale deposto dal Ghiacciaio di Monte Nevoso durante la PEG. In questa zona (5200593 N, 278794 E), a quota 2450, si osserva un blocco isolato di paragneiss migmatitici. La descrizione dettagliata di queste rocce è effettuata nella tappa n°18.

#### 5.5.11. UNDICESIMA TAPPA

Questa tappa è situata lungo il sentiero a quota 2490 in corrispondenza del torrente di fusione glaciale che scende dal ghiacciaio di Monte Nevoso, localizzato circa a metà dell'argine morenico frontale deposto durante la Piccola Età Glaciale (5200456 N, 278652 E). Questo cordone morenico è disposto a semicerchio e disegna nettamente il profilo della fronte glaciale al momento della sua massima avanzata. La sua identificazione è semplice ed è facilitata dal fatto che la morena frontale si raccorda perfettamente con quella laterale occidentale, lunga qualche centinaio di metri, che risale verso la vetta di Monte Nevoso. Il lato orientale del complesso morenico è adagiato contro una parete rocciosa e si confonde coi numerosi conetti detritici da essa generati. Il torrente di fusione che scende dal ghiacciaio soprastante ha scavato un solco che taglia a metà la morena frontale. Inoltre, insinuata tra le cerchie moreniche qui deposte si osserva una superficie pianeggiante di origine periglaciale, formata da depositi che hanno riempito la zona situata a monte dell'argine morenico; tale deposito è conosciuto in letteratura col termine islandese di *sandur* (figura 5.5.9 e 5.5.17), indicante le piane di alluvionamento formate da torrenti che escono dalla fronte di un ghiacciaio (Castiglioni, 1986).

La granulometria dei detriti che compongono il materiale morenico è estremamente varia e spazia da detriti molto fini (colonizzati da vegetazione ipsofila discontinua), a detriti sparsi di notevoli dimensioni. Anche le tipologie litologiche qui presenti sono estremamente variabili; in sostanza ad esse appartengono tutte alle rocce del basamento cristallino incassante, ma se si esaminano i singoli litotipi del deposito detritico incoerente si nota una estrema varietà. Oltre ai frequenti paragneiss (anche migmatitici) e micascisti, che costituiscono la stragrande maggioranza, si osservano anche divesi frammenti di ortogneiss pegmatitici, di anfiboliti e di

marmi, trasportati fin qui dai versanti soprastanti per opera del ghiacciaio e dell'acqua torrentizia. In particolare, cosa alquanto rara, si osserva un blocco di marmo puro di grandi dimensioni proprio al centro del torrente (figura 5.5.9).



*Figura 5.5.9: Blocco di marmo puro al centro del torrente di fusione glaciale generato dal soprastante Ghiacciaio di Monte Nevoso. Questo torrente ha tagliato nel centro la morena frontale deposta durante la PEG dal ghiacciaio, generando anche un sandur.*

#### **5.5.12. DODICESIMA TAPPA**

Questa tappa, situata a quota 2510 (5200586 N, 278337 E), è la prima delle tre che interessano la piana dei Laghi Maler. Precisamente essa è collocata su una sporgenza rocciosa a S-SE del Lago Maler e a N-NO di una torbiera di transizione derivante dall'interramento di un lago più piccolo. L'origine della conca dove sono presenti i laghi è riconducibile a fenomeni di sovraescavazione glaciale (figura 5.5.10).



Figura 5.5.10: La conca dei laghi Maler vista dall'alto. Sono stati aggiunti i punti nei quali sono localizzate le tappe (in rosso): 12 = ortogneiss pegmatitici e torbiera di transizione; 13 = quarziti e geomorfologia dell'area ad est della presente immagine; 14 = tappa panoramica.

Il termine sovraescavazione si riferisce all'escavazione da parte dei ghiacciai di conche chiuse, in contropendenza, spesso comprese tra le gobbe delle rocce montonate. Come in molte altre zone delle Alpi, spesso queste conche di origine glaciale sono riempite da laghi. Tali laghi sono il risultato dello scioglimento e del conseguente ritiro dei ghiacciai; l'acqua di fusione, trovandosi in una conca in leggera contropendenza, delimitata verso valle da un argine di rocce montonate o morenico, non ha avuto la possibilità di defluire ed è quindi rimasta intrappolata generando i laghi che oggi osserviamo. Tuttavia questi specchi d'acqua sono destinati inesorabilmente a riempirsi per opera dei detriti trasportati dai versanti soprastanti dall'acqua e dalla forza di gravità, che porteranno alla formazione di torbiere di transizione oppure di prati umidi.

La torbiera di transizione che è visibile a S-SE della tappa è caratterizzata, durante i mesi estivi, da una spettacolare fioritura dei cotonosi eriofori (*Eriophorum scheuchzeri*), che la tingono di bianco (figura 5.5.11). Questa torbiera deriva da un laghetto che, a causa dell'interramento ad opera dei detriti provenienti dai versanti soprastanti, ha subito un

graduale riempimento. La differente granulometria dei materiali che sono finiti nel lago ha permesso la formazione di un suolo superficiale che, data la costante presenza di acqua, permette la sopravvivenza di una particolare comunità vegetale (vedi capitolo sugli habitat osservati). Al processo di interrimento lacustre partecipano anche muschi e sfagni: la coltre di sfagni cresce sulla superficie, mentre la sua parte inferiore muore e rimane accumulata, formando con il tempo la torba. Lo strato di sfagni vivi è inoltre in grado di cambiare radicalmente le caratteristiche chimiche dell'ambiente ove si sviluppa, causandone una forte acidificazione. Gli sfagni, infatti, sono capaci di assorbire una forte quantità di cationi, rilasciando altrettanti ioni idrogeno, caratteristica molto utile in questi habitat ove i nutrienti minerali scarseggiano (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio *et al.*, 2004).



*Figura 5.5.11: Spettacolare fioritura di Eriophorum scheuchzeri nella torbiera di transizione. A sinistra si vedono delle rocce montonate.*

Questa tappa offre anche uno dei posti migliori del percorso nel quale si possono osservare gli ortogneiss pegmatitici: queste metapegmatiti si presentano sotto forma di filoni di colore biancastro dallo spessore variabile da uno ad alcuni metri che spiccano rispetto ai

paragneiss/micascisti nei quali sono iniettati e trasposti (vedi figura 5.2.3, in litologie osservabili). La loro giacitura è sub-orizzontale.

### 5.5.13. TREDICESIMA TAPPA

Pochi metri ad ovest della tappa precedente (figura 5.5.10), a quota 2530, è presente un altro litotipo che, lungo il nostro itinerario, si osserva solamente nella zona dei laghi Maler: si tratta di un esteso affioramento di quarziti a giacitura sub-orizzontale (5200588 N, 278118 E). Queste metapsammiti a grana fine e di colore grigio chiaro appaiono estremamente compatte ma, nonostante la loro struttura apparentemente isotropa, a scala mesoscopica esse presentano diverse discontinuità planari a spaziatura decimetrica che ne individuano una struttura tabulare (figura 5.5.12).



*Figura 5.5.12: In primo piano si vedono le quarziti, sullo sfondo il Grande Lago Maler, lo Sprone di Vedrette Giganti (a destra) e alcuni dei circhi che caratterizzano il versante opposto.*

Osservando nella direzione di Monte Quadra (Gatternock, 2888 m a 250-260°), si ha un

ampia veduta sulle forme di deposito glaciale che sono state deposte durante il XIX secolo. La zona situata immediatamente ad ovest dell'affioramento di quarzite è caratterizzata dalla presenza di una superficie rocciosa scabra e spigolosa: in quest'area si osservano numerosi blocchi di roccia il cui volume è dell'ordine del metro cubo, tra i quali sono particolarmente abbondanti gli ortogneiss pegmatitici. Questi detriti sono stati originati da una frana di crollo recente, precedente alla deposizione delle morene (figura 5.5.13). Questo corpo di frana ha superato la parete lungo il versante sud della Valle del Rio Terna, e si è accumulato fino al corso del Rio stesso (Marchesi, 2000b).



*Figura 5.5.13: Questa figura rappresenta la zona del Lago Maler Superiore: in primo piano si vedono i cordoni morenici risalenti alla PEG; a sinistra è possibile notare un'area erbosa costituita da un deposito glaciolacustre, circondata da un accumulo di frana di crollo recente, costituito da grossi blocchi biancastri, principalmente ortogneiss pegmatitici (da Marchesi, 2000b).*

Traguardando in direzione O-SO (240°) si vedono numerosi cordoni morenici che conferiscono all'area un aspetto lunare: tra questi spicca l'argine morenico terminale generato dalla Vedretta Occidentale di Monte Nevoso (attualmente quasi del tutto scomparsa), esteso

alcune centinaia di metri e di altezza decametrica. La morena si distingue dalle altre tipologie perché assume forma pronunciata ed allungata rispetto alla morfologia circostante, disponendosi lungo quello che è od è stato il margine glaciale. All'interno dell'area delimitata da questo argine morenico è incastonato il Lago Maler Superiore.

Infine, è importante rilevare che le lingue di detrito che spiccano sulla vegetazione erbacea pioniera che ha colonizzato la falda detritica ai piedi della parete est di Monte Quadra sono costituite da materiale soggetto a *debris flow*.

#### 5.5.14. QUATTORDICESIMA TAPPA

Camminando sulle rocce montonate che delimitano a NE il Lago Maler, a quota 2515 (5200791 N, 278409 E), si gode di un'ampia visuale panoramica che spazia di 180° sul versante opposto della Valle del Rio e sulle cime soprastanti.

Si vedono, osservando da Ovest verso Est la Cima Dura (3135 m a 315°), la Cima di Riva (Stuttenock, 2737 m a 15°), la Costa dei Sassi (Sosseneck, 2959 m a 30°), il Triangolo di Riva (Dreieck Spitz, 3031 m a 37°), il Sasso Rosso Piccolo (Kleiner Rotstein, 3048 m a 46°), il Sasso Rosso Grande (Grosser Rotstein, 3147 m a 56°), La Mulle (Mulleispitz, 3159 m a 61°) ed infine l'isolato Sprone di Vedrette Giganti (2853 m a 80°).

Le creste che uniscono queste vette delimitano i numerosi circhi di monte adiacenti, affacciati sulla doccia valliva. Questi possiedono uno o entrambi i fianchi in comune, e la sottile cresta divisoria, delimitata da ripide pareti che suddivide i due circhi adiacenti è denominata *arête* (Smiraglia, 1992). In ogni caso, attualmente nessun circo appartenente a questo versante ospita più un ghiacciaio: questi circhi inattivi, testimonianza di passate glaciazioni, ospitano coni e falde detritiche che fasciano la base delle pareti della testata e occupano il fondo. Inoltre, nella zona depressa del circo si possono trovare morene e depositi glaciali, può albergare un lago di circo oppure possono svilupparsi dei *rock glacier*. Si nota inoltre che la loro lunghezza decresce spostandosi verso la testata della valle.

Altra cosa che salta agli occhi dell'osservatore è la linea che delimita il bosco ad un'altitudine di 2200-2250 m o poco superiore. Puntando il dito su Malga del Covolo di Sopra (2192 m, a 10°) e spostando il braccio gradualmente verso est si ha la conferma di come questo limite sia estremamente rettilineo. Il bosco, che potenzialmente si spingerebbe a quote ben superiori, raggiungendo occasionalmente i 2500 m, (come su Monte Covoni, osservando a 80°, dove raggiunge quota 2465), su questo lato della valle è stato invece confinato sui versanti rocciosi oppure molto ripidi, mentre laddove la pendenza lo ha consentito sono stati creati prati e

pascoli per il bestiame.

#### 5.5.15. QUINDICESIMA TAPPA

La quindicesima tappa è localizzata a SE del Rifugio Roma (8<sup>a</sup> tappa), a quota 2405 (5200972 N, 279581 E), lungo il sentiero n°4 che lambisce le pendici orientali di Monte Covoni. In quest'area affiora la tonalite a grana media di Vedrette di Ries, caratterizzata da numerosi filoni granitici di spessore centimetrico (da 5 a 10 cm). Si osserva il rilievo assunto da tali filoni rispetto alla tonalite nei quali sono iniettati (figura 5.5.14).



*Figura 5.5.14: Esempio di erosione selettiva: si nota il rilievo di alcuni centimetri acquisito dai filoni granitici sulla tonalite a grana media, nella quale si sono intrusi con disposizione quasi ortogonale.*

Questa particolarità è dovuta all'azione degli agenti atmosferici che, agendo su due litotipi di diversa durezza, ha comportato un'erosione di tipo selettivo: la tonalite a grana media infatti, contenendo orneblenda e biotite (sotto forma dei tipici "libri di biotite") in cristalli di notevoli dimensioni, è più alterabile e porosa e viene erosa con maggiore facilità rispetto al granito a

grana fine presente nei filoni, dove la biotite rappresenta l'unico minerale femico. Questa è inoltre presente in quantità inferiore e in cristalli di minori dimensioni.

#### 5.5.16. SEDICESIMA TAPPA

Procedendo in direzione del ghiacciaio di Monte Magro, dopo aver attraversato la piana di origine periglaciale, a quota 2415 (5200333 N, 279598 E) ci si imbatte in una esemplare roccia montonata di granodiorite a grana medio-fine (figura 5.5.15).



*Figura 5.5.15: Esempio classico di roccia montonata dall'azione abrasiva dei ghiacciai. Essa si trova pochi metri a valle rispetto alla fronte del ghiacciaio di Monte Magro.*

Le rocce montonate sono uno dei più comuni indicatori della presenza di un ghiacciaio in una zona attualmente deglaciale. Isolati o più spesso raggruppati, questi dossi rocciosi molto arrotondati, allungati nella direzione del flusso glaciale e sovente ricoperti di striature, nelle loro forme più sviluppate ricordano il dorso delle pecore. Queste strutture offrono la prova più evidente dei due principali meccanismi dell'erosione glaciale: l'abrasione vera e propria e lo sradicamento. L'abrasione è l'effetto dell'azione di contatto (una specie di limatura) tra i massi e i blocchi rocciosi inglobati nel corpo glaciale in movimento e la superficie del

substrato roccioso. Lo sradicamento (che in termini scientifici viene detto *plucking* o *quarrying*) comprende tutti quei meccanismi attraverso i quali il ghiacciaio indebolisce le rocce del substrato, allarga preesistenti fratture, libera ed asporta frammenti rocciosi (Smiraglia, 1992). Lo sradicamento, favorito dalla presenza di sistemi di frattura nella granodiorite, è particolarmente evidente in questo affioramento.

#### 5.5.17. DICIASSETTESIMA TAPPA

Questa tappa è situata a quota 2520, sulle rocce montonate abbandonate dal ghiacciaio dopo la massima avanzata della PEG (5200177 N, 279417 E). Il sentiero non è molto ben segnato e quindi bisogna prestare attenzione agli “ometti” di sassi che ne indicano la traccia. In questo luogo, collocato in una splendida posizione panoramica a ridosso del ghiacciaio, si gode di una spettacolare veduta del Collalto (3436 m a 106°) e del suo ghiacciaio (a 85°), il quale ha deposto una grande morena frontale che racchiude un lago (a 73°). Da questo punto si vede anche il grande argine morenico (osservabile tra 70 e 110°) deposto dalle lingue, un tempo unite, dei settori Orientale e Centrale del Ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries. A 55° si osserva il resto del tetto del plutone (metapeliti di colore più scuro), sulla sommità dello Sprone delle Vedrette Giganti (figura 5.5.16). Osservando in direzione sud, a 200°, si vede molto bene il settore Occidentale del Ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries, con la cresta che unisce le vette di Monte Magro (3273 m) e Monte Nevoso (3358 m). Infine, più in basso, 30° in direzione N-NE, si nota inoltre un'estesa piana d'origine periglaciale (*sandur*), dove i detriti grossolani generati dai versanti e dal *quarrying* operato dal ghiacciaio, trasportati fin lì dalle alluvioni torrentizie, hanno colmato una depressione preesistente (figura 5.5.17).



*Figura 5.5.16: La parte di colore più scuro sulla vetta dello Sprone di Vedrette Giganti rappresenta il resto del tetto del plutone (da Cesare et al., 2004).*



*Figura 5.5.17: La piana di origine periglaciale (sandur) ai piedi del Ghiacciaio di Monte Magro. A sinistra si vede il singolare sperone di Monte Covoni sul quale cresce il pino cembro. Ai tempi della PEG il ghiacciaio arrivava fin sotto la parete più orientale di Monte Covoni, vicino alla quale è ancora visibile il resto della morena laterale sinistra.*

Le rocce granodioritiche su cui si cammina presentano qui diversi effetti dell'abrasione operata dal ghiacciaio (striature rettilinee) e dalle acque di fusione subglaciale che fluivano in pressione fra il ghiaccio e il letto roccioso. L'erosione di queste acque, cariche di detriti, e la cavitazione (onde d'urto provocate dalla vaporizzazione dell'acqua a causa di variazioni di velocità e di moti vorticosi) hanno generato in alcune situazioni dei piccoli bacini di raccolta e dei microavvallamenti nella roccia nei quali s'è depositato anche del materiale limoso (figura 5.5.18).



*Figura 5.5.18: Erosione subglaciale sulle rocce montonate fatte di granodiorite a grana fine. L'acqua ed i ciottoli che scorrevano sotto la superficie del ghiaccio hanno generato delle irregolarità sulla superficie rocciosa e localmente delle piccole marmitte.*

#### **5.5.18. DICIOTTESIMA TAPPA**

Salendo ancora di qualche metro, a quota 2550, si trova una delle migliori evidenze del contatto intrusivo tra la sottostante granodiorite a grana medio-fine e le soprastanti rocce metapelitiche affette da metamorfismo e deformazioni generate dal contatto. In quest'area (5200129 N, 279328 E) affiora una parte del tetto del plutone. Il contatto non è netto, ma si presenta come una fascia di interazione intrusiva dello spessore di alcune decine di metri.

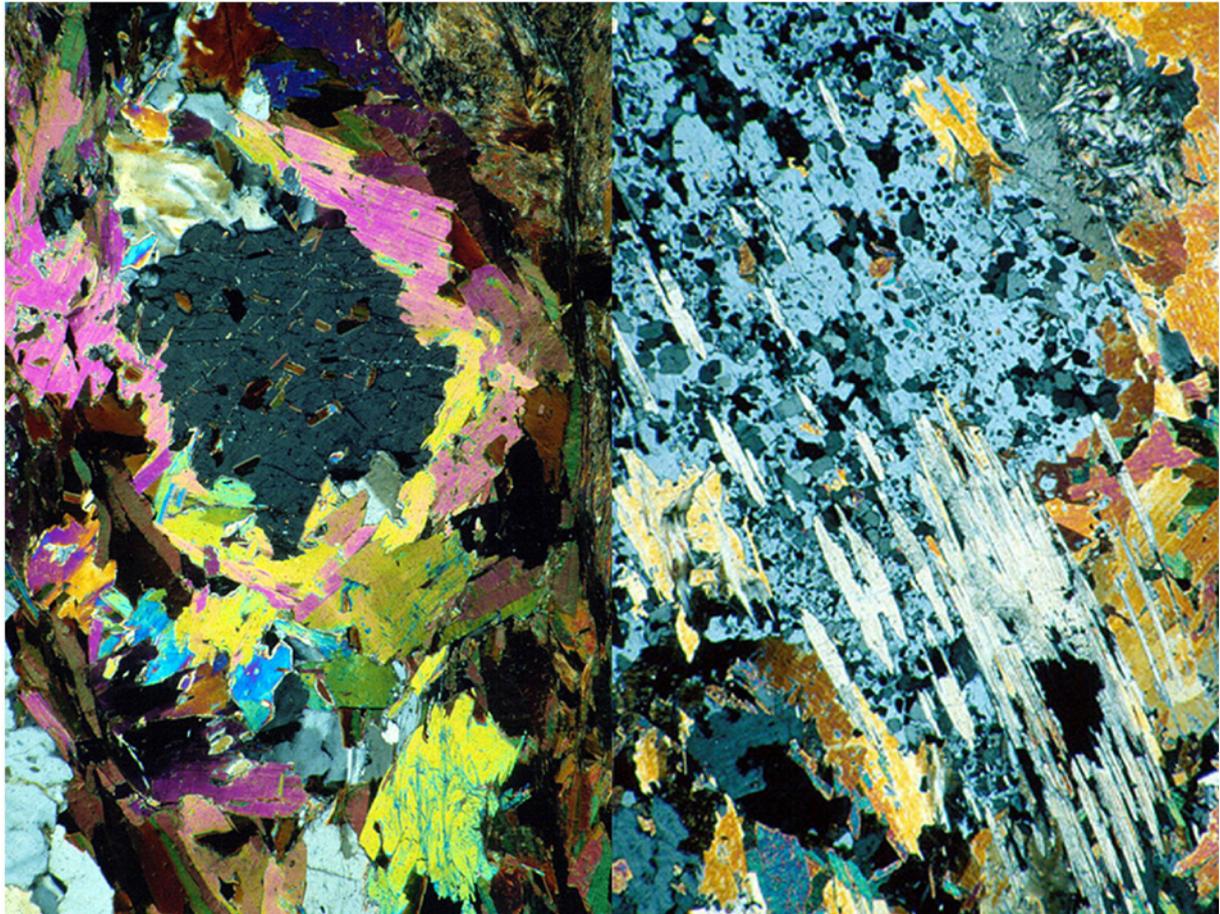
Esso è generalmente concordante con la foliazione delle rocce del basamento Austroalpino che immerge di circa 30-35° verso nord. Il punto del contatto è solcato da una valletta generata dall'erosione. Osservando in direzione O-NO si nota la grande morena di sponda, alta parecchi metri e parzialmente coperta dalla vegetazione erbacea, deposta dal Ghiacciaio di Monte Magro durante la PEG (figura 5.5.19).



*Figura 5.5.19: Contatto tra i paragneiss (facies migmatitica) e granodiorite a grana medio fine, nelle rocce montonate alla fronte del Ghiacciaio di Monte Magro. La superficie di contatto appare concordante. Sullo sfondo la grande morena di sponda del XIX secolo, di altezza decametrica, costituita da materiali di dimensioni estremamente variabili.*

Le rocce dell'incassante sono paragneiss nella loro facies migmatitica, costituiti principalmente da quarzo, plagioclasti, muscovite, biotite, andalusite, ercinite (spinello), sillimanite fibrolitica (raramente a grana grossa) e staurolite. Nella zona di contatto essi appaiono alterati dagli agenti atmosferici, assumendo sfumature color ruggine, mentre, spostandosi pochi metri a ovest assumono la classica colorazione grigio-marrone. In questi paragneiss di contatto andalusite e staurolite costituiscono dei relitti metastabili di un metamorfismo di contatto di grado inferiore e tendono ad essere trasformate in pseudomorfo

nodulari costituite da muscovite a grana grossa, sillimanite ed ercinite (figura 5.5.20). Quest'ultima è stabile solamente all'interno dei cristalli di sillimanite prismatica. La sillimanite fibrolitica di neoformazione è inoltre il minerale che meglio testimonia la foliazione all'interno dei paragneiss (Cesare et al, 2004).



*Figura 5.5.20: A sinistra: sostituzione dell'andalusite con la muscovite a grana grossa. La sillimanite (fibrolite), polimorfo stabile di  $Al_2SiO_5$ , si trova nella matrice attorno allo pseudomorfo nodulare. A destra: reazione della staurolite in ercinite, accompagnata dalla sostituzione dell'andalusite in sillimanite prismatica (da Cesare, 1994).*

#### **5.5.19. DICIANNOVESIMA TAPPA**

Pochi metri a monte della tappa precedente, a quota 2565, si trova un'area molto interessante dal punto di vista geologico: in questo luogo (5200146 N, 279267 E), oltre agli effetti sopracitati relativi al metamorfismo di contatto, l'intrusione del plutone ha prodotto numerose apofisi, con orientazione NO-SE, all'interno delle rocce dell'incassante: nella parte inferiore tali apofisi, generalmente dello spessore di un metro, sono costituite da pegmatiti, mentre nella parte superiore è presente uno sciame di dicchi granodiorici paralleli (figura 5.5.21).



*Figura 5.5.21: Numerose apofisi tonalitiche e pegmatitiche parallele (direzione SE-NO), all'interno dei paragneiss migmatici nella zona di contatto.*



*Figura 5.5.22: Tormalina, muscovite e granato nelle pegmatiti di età verosimilmente Oligocenica (da Cesare et al., 2004).*

Le pegmatiti sono di rocce magmatiche a grana grossa contenenti oltre a quarzo e feldspati anche biotite, muscovite, granato e tormalina (figura 5.5.22). Questo litotipo può contenere anche (in piccole quantità) alcuni minerali accessori rari come il berillo che, se presente nella sua colorazione verde è denominato smeraldo. Queste pegmatiti, benché non se ne osservino di analoghe intruse nella tonalite, sono molto probabilmente correlabili all'intrusione di Vedrette di Ries, formando filoni nettamente discordanti rispetto alla foliazione dei paragneiss (Cesare et al, 2004).

Anche i filoni granodioritici sono discordanti (e quasi ortogonali) rispetto alla foliazione delle rocce incassanti, ma si sono formati prima delle pegmatiti. Inoltre essi mantengono un andamento più rettilineo ed hanno uno spessore inferiore e più costante (variabile da 40-50 cm, figura 5.5.23).



*Figura 5.5.23: Filone granodioritico quasi ortogonale rispetto alla lineazione dei paragneiss migmatitici nei quali è iniettato.*

Resta da segnalare un'ultima cosa prima di abbandonare l'area del ghiacciaio per tornare verso il rifugio: deviando leggermente in direzione est e procedendo sul fondo di una forra

verso la lingua più bassa del ghiacciaio di Monte Magro (a 2500 m), si può osservare la granodiorite di colore azzurro-verde a grana medio-fine. Si tratta di un'alterazione (cataclasi) generata da un evento deformativo avvenuto in condizioni di bassa temperatura. Nella granodiorite è avvenuta una rielaborazione di carattere retrogrado dei minerali in essa contenuti, con la comparsa di clorite ed epidoto, entrambi di colore verde.

#### *5.5.20. VENTESIMA TAPPA*

Tornati al Rifugio Roma (8° tappa), si prosegue lungo il sentiero A. Hartdegen e, dopo un breve tratto, a quota 2310, si giunge ad un lastrone di tonalite a grana media lisciato dall'abrasione generata dei ghiacciai e dall'acqua di fusione che vi scorre in superficie (5200921 N, 279843 E). Esso è tagliato da abbondanti filoni granitici di spessore centimetrico con orientazione E-O.

Il paesaggio, caratterizzato da lembi di vegetazione d'alta quota tipica dei substrati silicatici, con isolati esemplari arborei di pino cembro (ad ovest è ancora molto ben visibile Monte Covoni coi suoi cirmoli), sta per cambiare radicalmente. Infatti, ad est della tappa il sentiero entra in una zona dominata dalla morfologia glaciale: le morene terminali dei ghiacciai sono presenti ovunque e a valle di esse le rocce montonate ed i liscioni glaciali sono interrotti solamente verso valle da pareti verticali strapiombanti sulle quali a malapena riescono a sopravvivere sporadici nuclei di pino cembro.

#### *5.5.21. VENTUNESIMA TAPPA*

Procedendo verso ovest lungo il percorso, a quota 2295, sul lato a monte del sentiero (5200804 N, 280134 E), si osserva un filone lamprofirico iniettato dentro la granodiorite medio-fine, ben visibile perché più scuro e maggiormente eroso rispetto a quest'ultima. Questa apofisi lamprofirica è orientata in direzione N-S e si è intrusa lungo una zona di frattura. Il contatto con la tonalite è netto (figura 5.5.24). Questi dicchi basici sono successivi alla messa in posto del plutone e rappresentano l'ultimo evento della sequenza magmatica oligocenica. La presenza, peraltro poco frequente, di xenoliti spigolari di granodiorite al loro interno ne testimonia la genesi tardiva (Cesare et al, 2004). A prima vista si potrebbe notare una somiglianza tra questo litotipo e gli inclusi mafici microgranulari; al fine di confutare ogni dubbio e confusione va detto che i filoni basici hanno una diversa composizione mineralogica rispetto agli inclusi mafici (vedi capitolo sui litotipi osservabili) e possiedono

una struttura maggiormente porfirica. I filoni di dimensioni maggiori rispetto a quello osservabile lungo il sentiero evidenziano una ben sviluppata foliazione magmatica e spesso mostrano “chilled margins” a grana più fine.



*Figura 5.5.24: Filone mafico dallo spessore inferiore al metro, iniettato nella granodiorite a grana medio-fine.*

#### **5.5.22. VENTIDUESIMA TAPPA**

Alcune centinaia di metri più ad ovest rispetto alla tappa precedente, a quota 2305 (5200771 N, 280384 E), l'osservatore potrà apprezzare un paesaggio glaciale maestoso e imponente. Si cammina sulla granodiorite a grana medio-fine che contiene al suo interno uno sciame di filoni granitici paralleli con orientazione E-O ed inoltre numerosi inclusi mafici microgranulari. L'azione glaciale qui è estremamente visibile in quanto la scarsa vegetazione ha poco o nulla occultato i prodotti dell'erosione e dell'accumulo dei ghiacciai: a valle rispetto al sentiero, in direzione NE si nota la presenza di diverse rocce montonate disposte parallelamente a ridosso di uno strapiombo che dà sulla Valle del Rio. Sopra di esse sono presenti le lisce lastre rocciose, sulle quali scorrono svariati rigagnoli generati dall'ablazione dei ghiacciai soprastanti. Su tali lastre le acque generate dagli agenti meteorici e dalla fusione

di neve e ghiaccio, penetrando attraverso le fessure della roccia hanno fratturato la roccia secondo superfici parallele a quella esterna (*esfogliazione*, figura 5.5.25). La frantumazione avviene a causa dell'acqua, sia come agente diretto nella fase liquida, sia coi suoi passaggi di stato (Castiglioni, 1986). Anche le reazioni biochimiche concorrono a tale processo.



*Figura 5.5.25: Accumulo di lastroni generati dal processo di esfogliazione.*

### **5.5.23. VENTITREESIMA TAPPA**

Dopo aver attraversato una falda detritica composta da materiale di dimensioni rilevanti (1-2 m), e di composizione litologica variabile (paragneiss, tonaliti, metacarbonati), il sentiero affronta una facile paretina attrezzata che permette di oltrepassare senza pericolo un tratto esposto del fianco settentrionale dello Sprone di Vedrette Giganti (a quota 2370; 5201828 N, 280911 E). Come si può intuire dai differenti tipi di roccia che compongono la falda detritica, ci si trova abbastanza vicini al punto di contatto tra magmatiti oligoceniche e basamento incassante. Tuttavia, gli affioramenti delle rocce appartenenti a quest'ultimo non sono visibili dal sentiero perché si trovano alcune centinaia di metri più in alto, sulla vetta dello Sprone di

Vedrette Giganti (tetto del plutone, vedi figura 5.5.16 e anche allegato III).

Abbandonando il sentiero e spostandosi a ridosso della parete, composta dunque ancora da tonalite a grana media, si resta sorpresi nel vedere la stella alpina (*Leontopodium alpinum*). Questa pianta perenne, appartenente alle composite, è diffusa (rara) lungo tutto l'arco alpino, ma predilige i substrati carbonatici o deacidificati (Della Beffa, 1998). Viene pertanto spontaneo domandarsi perché, in questo luogo (unico nel massiccio di Vedrette di Ries), essa sia presente sulla tonalite, una roccia intrusiva ed estremamente acida (figura 5.5.26).



Figura 5.5.26: *Stella alpina* solitaria in una fessura della roccia (tonalite).

Ho pertanto effettuato delle analisi su campioni di suolo prelevati lungo il sentiero in punti diversi: uno su paragneiss del basamento Austroalpino, un altro sulla tonalite a grana media del plutone di Vedrette di Ries, ed infine uno anche sul punto in cui vegetano le stelle alpine. Nonostante sia stata rilevata l'assenza completa sia di carbonato attivo che totale in tutti e tre i terreni esaminati, è tuttavia presente una differenza significativa del pH nei tre suoli:

- pH del campione di suolo prelevato su tonalite (5200968 N, 280979 E): 4.91;
- pH del campione di suolo prelevato su paragneiss (5203156 N, 280578 E): 5.4;
- pH del campione di suolo prelevato in quest'area: 6.09.

Il pH più elevato è stato quello relativo al suolo dell'area su cui cresce la stella alpina; si può ipotizzare dunque che per la sopravvivenza della pianta non sia necessaria la presenza del carbonato ma, invece, debba essere superata una soglia minima di pH.

La presenza di metacarbonati (marmi e fels a calc-silicati) nella zona soprastante alla tappa può essere stata determinante al fine di innalzare il pH oltre alla soglia minima: il trasporto di materiali fini dall'alto ad opera della gravità e la dissoluzione chimica del carbonato da parte dell'acqua di ruscellamento e di infiltrazione potrebbe aver favorito la formazione di un suolo idoneo alla sopravvivenza della specie, anche sulla tonalite.

#### 5.5.24. VENTIQUATTRESIMA TAPPA

Questa tappa è localizzata sul finaco dello Sprone di Vedrette Giganti, a quota 2385 (5201941 N, 280830 E). Si tratta della sosta più panoramica di tutto il percorso: da questo punto si gode di una visuale estremamente ampia e si vedono entrambi i versanti della Valle del Rio, la piana di Riva (a 290°, in basso) e le creste che separano la Valle di Riva dalla Val Aurina. Tra queste spiccano Cima Dura (a 294°), Cima di Moia (Hirbernock, 3010 m a 307°) e Cima del Gatto (Katzenkofel, 2912 m a 320°).

Sul versante nord della Valle del Rio si possono osservare tutte le cime citate nella tappa n°14 ed i relativi circhi: si può notare che i circhi visibili a monte di Malga Ursprung, tra 18° e 43° e compresi tra il Triangolo di Riva e il Sasso Rosso Grande sono circhi in gradinata (caratterizzati cioè da circhi sovrapposti, figura 5.5.27).

A valle di Malga Ursprung, si vede anche la cascata di Rio Sorgiva (a 58°) ed il lungo affioramento di anfiboliti che seguono il torrente verso ovest, lungo il sentiero 8b.

Si notano inoltre distintamente, specie nei mesi estivi, i prati da fieno (codice 6520) delle Malghe del Covolo di Sopra (a 313°) e di Sotto (a 303°), che assumono una colorazione di verde più accesa rispetto ai nardeti (6230) e alle formazioni boreo-alpine silicee (6150).



*Figura 5.5.27: Le due valli situate a monte di Malga Ursprung (nella fotografia al centro a sinistra), la Valle del Sasso Rosso (Rotsteintal, a destra) e la Valle Luco dell'orso, (Barenluegtal, a sinistra) ospitano dei circhi a gradinata.*

Sul versante a sud della valle, partendo da Riva di Tures, si vedono Cima Dodici (Zwölfernock, 2516 m a 267°), Monte Quadra (a 253°) e Cima di Dentro (Hintere Höhe, 2505 m a 248°), vicino alla quale si trova il bacino dei laghi Maler, Monte Covoni (a 232°), Monte Nevoso (a 222°) e Monte Magro (a 205°), tra i quali si osserva il Ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries Occidentale, ed infine il Collaspro (Wildgall, 3273 m a 165°). Osservando a 180-190° si vedono le grandi morene deposte durante la Piccola Età Glaciale dal Ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries Orientale e Centrale, a valle delle quali si trovano gli estesi liscioni glaciali e le rocce montonate trattate nelle tappe precedenti.

#### **5.5.25. VENTICINQUESIMA TAPPA**

Dopo aver aggirato lo Sprone di Vedrette Giganti ed attraversato un'estesa falda generata dall'unione di più coni detritici, si raggiunge la diramazione (quota 2380; 5202272 N, 281939 E) dove inizia il sentiero n°8a (la continuazione del percorso A. Hartdegen), mentre il n°8 prosegue in direzione del Sassolungo. In questa zona affiora la granodiorite a grana

medio-fine, nella sua facies foliata. Le rocce di quest'area hanno subito un'intensa deformazione generata dalla pressione esercitata dal magma durante l'intrusione e dall'influsso simultaneo di una zona milonitica a trascorenza sinistra, localizzata in prossimità del contatto per un'estensione di qualche centinaio di metri, che al momento dell'intrusione era ancora attiva. La granodiorite quindi, in condizioni di pressione e di temperatura elevate, ha mantenuto stabili i minerali, acquisendo tuttavia un'anisotropia di tipo planare. Questa anisotropia è indicata dai cristalli di biotite, che in queste rocce esibiscono un'orientazione ENE-OSO (65-245°), parallela al contatto. Anche gli inclusi mafici microgranulari presenti in queste plutoniti hanno registrato tale deformazione.

La superficie dell'affioramento è stata lisciata dal ghiacciaio Occidentale di Sassolungo durante le glaciazioni dell'era Quaternaria e sono qui presenti anche numerose rocce montonate. Osservando verso est di 88° è inoltre possibile, se le condizioni meteorologiche lo permettono, vedere il tetto del plutone sulla sommità del Sassolungo.

#### 5.5.26. VENTISEIESIMA TAPPA

Pochi metri sotto la tappa precedente, scendendo lungo il sentiero 8a in direzione del Rio Sorgiva, a quota 2335 (5202480 N, 281900 E), ci si imbatte in un grosso blocco di rocce metamorfiche, contenente anfibolite e paragneiss, incluso all'interno della tonalite a grana media (facies foliata). Questo xenolite, dopo essersi staccato per l'azione meccanica indotta dall'intrusione del plutone è stato inglobato nel magma e trasportato sin qui. Le altissime temperature del magma hanno causato un diverso stile di deformazione dei due litotipi costituenti l'incluso: l'anfibolite (estremamente dura) ha subito una modesta deformazione duttile, ma ha riportato svariate fratture che il paragneiss molto più plastico ha colmato, generando le tipiche forme che caratterizzano il "*boudinage*" (figura 5.5.28).



*Figura 5.5.28: Xenolite costituito da anfiboliti e paragneiss, incluso all'interno della tonalite a grana media, facies foliata. Ci troviamo nelle vicinanze del contatto settentrionale di Vedrette di Ries, dove è avvenuto l'effetto deformativo combinato e simultaneo tra pressione esercitata dal magma e zona milonitica a trascorrenza sinistra.*

#### **5.5.27. VENTISETTESIMA TAPPA**

Subito dopo aver attraversato il ponte sul Rio Sorgiva, pochi metri ad ovest del sentiero, a quota 2325 (5202617 N, 282067 E), si osserva un affioramento molto particolare: le rocce in quest'area sono costituite prevalentemente da paragneiss milonitici, contenenti numerose vene ed apofisi di tonalite a grana media, trasposte e “boudinate” all'interno della foliazione (figura 5.5.29). Sono anche presenti le anfiboliti che, essendo molto dure si sono fratturate, e sono state inglobate all'interno di tonalite e paragneiss. Ci si trova appunto nelle immediate vicinanze del contatto: in questa zona è stata registrata la maggior deformazione di tutto il plutone, generata dalla suddetta zona milonitica caratterizzata da una trascorrenza sinistra. In corrispondenza della fascia milonitica è avvenuta una intensa deformazione di tipo duttile nelle rocce interessate contemporaneamente dal metamorfismo di contatto. Esse sono state perciò deformate plasticamente con una notevole riduzione di grana. I minerali preesistenti

non sono stati tuttavia modificati (come è avvenuto invece nelle miloniti vicino a Rifugio Roma, 7<sup>a</sup> tappa), perché la deformazione è avvenuta in condizioni di pressione e temperatura elevate (circa 600°C). Nei paragneiss compare la sillimanite, che senz'altro è conseguenza del metamorfismo di contatto e testimonia la contemporaneità della foliazione milonitica con la messa in posto del plutone.



*Figura 5.5.29: Miloniti di paragneiss al contatto: le miloniti contengono sillimanite, e traspongono piccole apofisi di tonalite a grana grossa. Queste rocce testimoniano una deformazione contemporanea alla messa in posto del plutone di Vedrette di Ries.*

Dal punto appena descritto, osservando verso sulla sponda opposta del Rio Sorgiva, si vede un affioramento di marmi più o meno puri di colore molto chiaro fino a bianco. La loro grana è generalmente grossolana e possono contenere granato, epidoto e clinopirosseni. Come nelle miloniti metapelitiche, anche in questi marmi si possono osservare tracce di deformazione, testimoniate dalle frequenti foliazioni (vedi figura 5.2.5).

#### 5.5.28. VENTOTTESIMA TAPPA

Poco più a nord, a quota 2335 (5202772 N, 282000 E), ad ovest rispetto al sentiero 8a e a valle di malga Ursprung, si osserva un lungo affioramento di anfiboliti, disposto parallelamente al Rio Sorgiva, con andamento E-O lungo il segnavia 8b (figura 5.5.30). Queste metabasiti a grana fine possiedono una colorazione grigio-verde tendente al nero, tagliata da numerosi livelletti di plagioclasio, ed il minerale principale che le compone è l'orneblenda; al loro interno si osserva una netta foliazione, e una lineazione di stretching ad andamento suborizzontale.



*Figura 5.5.30: Bancone massiccio di anfiboliti (frece rosse), a valle di Malga Ursprung. Esso possiede una colore più scuro delle rocce circostanti e decorre parallelo al sentiero 8b (che prosegue dietro di esso), apparendo molto sviluppato nel senso della lunghezza, ma poco in spessore.*

Quest'area dal punto di vista vegetazionale è molto interessante. Qui infatti, i pascoli su vegetazione erbacea silicea sono interrotti dal Rio Sorgiva che scende dal Ghiacciaio di Sassolungo e da altri corsi d'acqua minori originati dai versanti. Tra di essi si sono create condizioni puntiformi di ristagno idrico (di estensione limitata per definire un habitat), che in determinati punti permettono la presenza di formazioni ad eriofori. Si osservano anche

numerosi arbusti nani e alcuni sporadici esemplari di pino cembro, specie sulle pareti dove il pascolo non ne ha disturbato la crescita.

#### 5.5.29. VENTINOVESIMA TAPPA

Pochi metri a monte delle anfiboliti, a quota 2350 (5202847 N, 281954 E) affiorano gli ortogneiss occhiadini “tipo Campo Tures”. Queste rocce, ricche di “occhi” feldspatici disposti parallelamente ai piani di scistosità, che spiccano su di una matrice ben foliata di biotite e muscovite, si distinguono facilmente dai paragneiss e micascisti. Si tratta dell’unico punto lungo tutto l’itinerario nel quale è visibile questo litotipo, che affiora in modo esteso più a est fino alla località di Campo Tures, dove costituisce il contrafforte roccioso sul quale fu costruito il castello di Tures. Tutt’intorno la vegetazione è dominata da formazioni erbose d’alta quota (cod. 6150), interrotte soltanto da alcuni arbusti nani in prossimità delle rocce. Se si è fortunati si riesce ad osservare qualche marmotta. Pochi metri più sopra è situata Malga Ursprung (2396 m), dove ci si può fermare a riposare in compagnia del simpatico Herman.

#### 5.5.30. TRENTESIMA TAPPA

Qualche centinaio di metri più ad ovest di Malga Ursprung (5203105 N, 281341 E) si gode di un’ampia visuale sulla testata di Valle Sorgiva, su cui dominano le cime di La Mulle (a 78°), di Sassolungo (Lenkstein, 3237 m a 103°) e di Fennera (Fenner Eck, 3123 m a 113°). Lungo la dorsale che unisce queste vette è possibile osservare una sottile striscia di colore più scuro che rappresenta il tetto del plutone. Al di sotto di questa cresta si vede il Rio Sorgiva (a 120°), che scende dal ghiacciaio di Sassolungo (a 150°) lungo un letto abbastanza sinuoso generando due cascate, a monte e a valle del punto in cui è localizzata la 27<sup>a</sup> tappa. Ai lati del torrente (113° e 132°) si notano inoltre le morene di sponda deposte dal ghiacciaio nel XIX secolo (figura 5.5.31).

Più in basso, tra il corso d’acqua e lo Sprone di Vedrette Giganti (176°), traguardando di 135°, si vede il complesso di rocce montonate sulle quali è presente la facies foliata di tonalite e granodiorite (25<sup>a</sup> tappa). Da questo punto si può vedere, sul versante opposto, anche il grande ghiacciaio compreso tra Monte Magro (a 205°) e Monte Nevoso (a 220°), Monte Covoni (a 221°), il Rifugio Roma (a 226°) ed infine Monte Quadra (a 243°).



*Figura 5.5.31: La testata della Valle Sorgiva. Al centro si vede il Rio Sorgiva ed ai suoi lati le morene di sponda deposte dal Ghiacciaio di Sassolungo nel XIX sec.. In basso a destra si nota il complesso di rocce montonate (molto sviluppato) e sullo sfondo la dorsale di Sassolungo con il relativo Ghiacciaio.*

### **5.5.31. TRENTUNESIMA TAPPA**

In prossimità della Capanna della Fonte (2322 m), a quota 2310, è prevista l'ultima tappa di tipo panoramico (5203281 N, 279938 E). Da qui si può vedere a 294°, poco più in basso, la Malga del Covolo di Sopra e la vicina torbiera di transizione (cod. 7140). Ad ovest, sullo sfondo si vedono Picco Palù (Gr. Moosstock, 3059 m a 273°), Cima Dura (a 287°) e Cima di Moia (a 303°). A 145° si osserva anche Cima di Riva, sotto la quale si trovano i Laghi del Covolo (Kofler Seen).

Sul versante opposto che da questo luogo si vede frontalmente, si riconoscono Rifugio Roma e lo sperone di Monte Covoni (a 194°), il Ghiacciaio di Monte Nevoso (a 206°) e la conca dei Laghi Maler (a 210°), dalla quale si origina un torrente che, congiungendosi con quello che scende da Monte Nevoso (a 200°), forma una spettacolare cascata a valle di Malga Epago, visibile in basso (a 223°). A 195° si vede il Ghiacciaio di Monte Magro e a 178° il torrente generato dal suo scioglimento, che alimenta il Rio di Riva.

A 151° si osserva il Collalto ed il relativo ghiacciaio, a 160° il Collaspro e poco più sotto il grande argine morenico del XIX secolo (a 166°, figura 5.5.32). Da questo complesso morenico parte un torrente che si unisce a quello generato dal ghiacciaio di Collalto e, dopo aver oltrepassato le rocce montonate, precipita lungo la doccia valliva fin nella Valle del Rio. Infine, a 110° si osserva la testata della Valle Sorgiva, già descritta in precedenza.



*Figura 5.5.32: Ampia veduta verso il Collalto (in alto a sinistra). Si scorgono le sottostanti forme di origine glaciale tra le quali si distingue il grande argine morenico generato dai settori Orientale e Centrale del Ghiacciaio Gigante di Vedrette di Ries (al centro) ed il complesso di rocce montonate lungo il quale passa il sentiero A. Hartdegen.*

### **5.5.32. TRENTADUESIMA TAPPA**

L'ultima tappa (5203860 N, 279075 E) è situata in località Malga del Covolo di Sopra (2191 m). Prima di affrontare la discesa che riporta a Riva di Tures è consigliata una sosta per riposarsi in questo luogo di straordinaria bellezza. Il nome italiano è una cattiva traduzione di quello tedesco, Ober Kofler, che significa “sopra la roccia”.

Il gestore, Alois Eder (70 anni) ha una lunga esperienza in fatto di alpeggi e da 26 anni lavora

in questa malga. In passato ha svolto anche la professione di metalmeccanico e di operaio in una segheria. Intervistandolo ho ottenuto alcune informazioni sulla storia e sulla gestione dell'alpeggio: nel 1300 circa, il maso Kofler fu suddiviso in quattro parti: fuori (außer), dentro (inner), sopra (ober) e sotto (unter). Attualmente ne esistono ancora solamente due: sopra e sotto. La parte superiore ha un'estensione complessiva di 400 ha e comprende, dal 1881, anche la Capanna della Fonte, situata a metà strada tra il posto dove ci troviamo e Malga Ursprung. Si tratta di uno stallone, non più praticato, dove il bestiame trova ricovero spontaneamente di notte oppure quando piove o grandina. Il periodo in cui viene utilizzata la malga va, indicativamente, dal 20 giugno al 20 settembre, ma può variare a seconda delle condizioni climatiche e meteorologiche.

Di fronte alla malga è presente anche un prato da fieno (cod. 6520) esteso circa 1 ha, che viene tagliato una volta all'anno (attorno al 20 di luglio); il foraggio ricavato da questo prato e da un altro vicino alla Capanna della Fonte serve per nutrire il bestiame in caso di maltempo per non più di 2-3 giorni.



*Figura 5.5.33: Il gestore di Malga del Covolo di Sopra mostra soddisfatto il suo Graukäse.*

L'alpeggio a massimo carico supporta 70 capi ma nel 2006 erano 50: 47 vacche e 3 cavalli. Due delle vacche sono da latte e forniscono al gestore circa 20 litri di latte al giorno che vengono utilizzati anche per produrre un ottimo formaggio denominato "Graukäse", cioè formaggio grigio, perché maturando forma una muffa grigia sulla scorza (figura 5.5.33). Il resto dei bovini è composto da animali in gravidanza e da vitelli (6-7 mesi), appartenenti alle razze Bruna alpina, Pezzata rossa (Pinzgaver), Simmentaler e Olandese. Questi animali non danno latte e sono mandati in alpeggio per rafforzarsi e per non gravare sui costi di foraggio delle malghe di Falzes (gestione consorziale), da cui provengono.

Il gestore inoltre conferma che gli alpeggi di questo versante, fin dal medioevo (1500-1600), hanno abbassato il bosco di 200-300 m, operando successivamente una costante pulizia del pascolo da ginepro, mugo e rododendro. I muretti a secco e i cumuli di pietre che si osservano ovunque derivano dal tradizionale spietramento operato da lungo tempo nei pascoli di montagna.

### 5.5.33. SCHEMA RIASSUNTIVO

N° Tappa	Quota (m)	Latitudine (N)	Longitudine (E)	Geologia	Geomorfologia	Panorama	Habitat
1	1780	5202780	277380	X			X
2	1960	5202180	277980	X	X		X
3	2080	5201729	278561		X		X
4	2090	5201555	278785	X			X
5	2110	5201343	278950	X	X		X
6	2160	5201328	279114	X			
7	2256	5201381	279417	X			
8	2276	5201359	279478	X			
9	2254	5201014	279165	X	X		
10	2450	5200593	278794	X			
11	2490	5200456	278652	X	X		
12	2510	5200586	278337	X	X		X
13	2530	5200588	278118	X	X		
14	2515	5200791	278409			X	
15	2405	5200972	279581	X	X		
16	2415	5200333	279598	X			
17	2520	5200177	279417		X	X	
18	2550	5200129	279328	X			
19	2565	5200146	279267	X			
20	2310	5200921	279843		X		
21	2295	5200804	280134	X			
22	2305	5200771	280384	X	X		
23	2370	5201828	280911	X			X
24	2385	5201941	280830			X	
25	2380	5202272	281939	X	X		
26	2335	5202480	281900	X			
27	2325	5202617	282067	X			
28	2335	5202772	282000	X			X
29	2350	5202847	281954	X			
30	2385	5203105	281341			X	
31	2310	5203281	279938			X	
32	2191	5203860	279075				X

Tab 5.5.1: Schema riassuntivo raffigurante, per ogni tappa, quota, coordinate (N,E) e tipologia: geologica, geomorfologica, panoramica, localizzata in un particolare habitat.

## 6. CONCLUSIONI

Il cammino lungo il percorso geologico-naturalistico non è eccessivamente impegnativo, ma richiede comunque un buon allenamento affinché sia piacevole e non si trasformi in un calvario. Esso è stato impostato senza apportare alcuna modificazione sulla struttura viaria precedente e cercando unicamente di sfruttare ciò che la natura e le opere dell'uomo mettevano a disposizione. Avendo come unico proposito quello di conoscere e far conoscere, ho cercato di porre in contatto con le complesse strutture rocciose e con le straordinarie forme del paesaggio naturale colui che decide di intraprendere tale itinerario. Per questo motivo alcuni punti del percorso sfiorano i 2600 m: è pertanto necessario un equipaggiamento d'alta montagna, composto da scarponi, zaino, pile, giacca anti-pioggia, copricapo, crema solare e occhiali da sole, eventualmente taccuino per gli appunti e lente di ingrandimento per l'osservazione dei minerali ed infine una buona macchina fotografica. E' sconsigliato partire col maltempo.

Il percorso è essenzialmente un *tour* nel cuore delle Vedrette di Ries, attorno alla Valle del Rio, dove si può leggere, come su di un libro aperto, pagina dopo pagina, tappa dopo tappa, la storia della creazione e della modellazione di questo paesaggio senza eguali. Storia della creazione perché ogni litotipo è come un documento conservato in un magnifico archivio naturale: le rocce costituiscono l'importantissima memoria di un passato lontano milioni di anni, in cui la specie umana non esisteva ancora. I vari stadi della loro genesi sono stati registrati nei minerali che le compongono, ed hanno permesso di datare con una precisione sorprendente l'epoca alla quale tali rocce risalgono. A scala macroscopica, osservando soprattutto forme, strutture e minerali tipici delle rocce, con particolare attenzione nei punti di contatto o di passaggio tra le differenti litologie, si intuisce la dinamica e la grandezza dei processi che hanno interessato la zona.

Il sentiero offre anche numerosi spunti di riflessione sui complessi strumenti della Natura che in tempi passati hanno definito l'aspetto attuale della valle. Lungo il percorso sono ben evidenti le numerose forme glaciali relitte, testimonianza delle lontane glaciazioni avvenute nel Quaternario, ma anche in tempi storici recenti (PEG). L'uomo, oggi è in grado di modificare sensibilmente il clima, influenzando in maniera radicale sullo scioglimento dei ghiacciai e sulla relativa dinamica fluviale. Questi processi rappresentano un evento assai vistoso, anche se, nell'arco di un'escursione tutto ciò si scorge solo in maniera fuggevole e incompleta.

Confido che questo mio elaborato possa essere utile all'ente Parco Naturale di Vedrette di Ries/Aurina, nel costituire un valore aggiunto alla valorizzazione di questa magnifica zona e che col tempo essa possa costituire, dove ce ne sia la volontà, un modello esportabile per altre realtà montane. Spero che questa opera venga utilizzata da tutti coloro che sentono il bisogno di conoscere a fondo la montagna, per approfondire le proprie conoscenze o semplicemente per contemprarla in tutta la sua singolare bellezza, sempre e comunque rispettandola: ricordiamoci che essa è al suo posto da molto prima che noi nascessimo e resterà lì ancora a lungo, anche quando noi ci saremo più. Buona escursione!

## 7. BIBLIOGRAFIA

- AIMI A. (1999), Analisi delle entomofaune per considerazioni biogeografico-epiontologiche su *Pinus cembra* L. e specie paleartiche affini. Tesi di Laurea in Scienze Forestali ed Ambientali, Università degli studi di Padova, 65 pp.
- ANFODILLO T. E URBINATI C. (2001), Foreste di alta quota in ambiente alpino: fisionomia, ecologia e possibili dinamismi. *Monti e boschi* 3-4, 31-39.
- BALTENSWEILER W. E RUBLI D. (1999), Dispersal: an important driving force of the cyclic population dynamics of the larch bud moth, *Zeiraphera diniana* Gn. *Forest Snow and Landscape Research* 74 (1), 3-153.
- BELLIENI G., COMIN CHIARAMONTI P. E VISONÀ D. (1976), Contributo alla conoscenza del plutone delle Vedrette di Ries (Alpi Orientali). *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 351-370.
- BELLIENI G., PECCERILLO A. E POLI G. (1981), The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: Petrological and Geochemical Data Bearing on Its Genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 145-156.
- BELLIENI G., CAVAZZINI G., FIORETTI A.M., PECCERILLO A., POLI G. E ZANTEDESCHI P. (1989), Petrology and geochemistry of microgranular mafic enclaves from the Vedrette di Ries plutonic complex (Eastern Alps). *Per. Mineral.*, 58, 1-3, 45-65.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI M., SCANDONE P. E VAI G.B. (1990), Structural model of Italy, S.E.L.C.A., Florence (Italy).
- BÖGEL H., MORTEANI G., SASSI F.P., SATIR M. E SCHMIDT K. (1979), The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 87-112.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. E ZIRPOLI G. (1973), Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 549-571.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D., ZANFERRARI A. E ZIRPOLI G. (1978), New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). *Mem. Sci. Geol.*, 32, 17pp.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. E ZIRPOLI G. (1979), On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. *Geol. Rdsch.*, 68, 41-60.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D. E ZIRPOLI G. (1980). On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). *Neu. Jb. Mineral. Mh.*, 501-514.

- CAMARET S., GUERIN B., LECLERC D., (1998), Evidenziazione dell'impatto della nocciolaia (*Nucifraga caryocatactes* L.) sulla distribuzione spaziale della rinnovazione di pino cembro (*Pinus cembrae* L.). *Bull.Soc.zool.Fr.*, 123 (4), 383-392.
- CAMMELLI F. E BEIKIRKER W. (1997), Guida ai monti d'italia, Alpi Pusteresi, Vedrette di Ries. Milano: Proprietà artistica e letteraria del Club Alpino Italiano e del Touring Club Italiano., 479 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (1986), Geomorfologia. U.T.E.T., Torino, 436 pp.
- CESARE B. (1992). Metamorfismo di contatto di rocce pelitiche nell'aureola di Vedrette di Ries (Alpi Orientali, Italia). Tesi per il conseguimento del titolo di Dottorato in Scienze della Terra (IV Ciclo), 106 pp.
- CESARE B. (1994), Hercynite as the product of staurolite decomposition in the contact aureole of Vedrette di Ries, eastern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 239-246. Berlin, Germany
- CESARE B., POLETTI E., BOIRON M-C., E CATHELIN M. (2001), Alpine metamorphism and veining in the Zentralgneis Complex of the SW Tauren Window: a model of fluid-rock interactions based on fluid incisions. *Tectonophysics*, 336, 121-136.
- CESARE B., FIORETTI A.M. E ROSENBERG C. (2004), The Periadriatic intrusion of Vedrette di Ries-Rieserferner (Eastern Alps): petrology, emplacement mechanism and contact aureole. *Field Trip Guide Book-B17*, 32 pp. In 32<sup>nd</sup> International Geological Congress, Florence-Italy, August 20-28, 2004. APAT, Roma
- CESCUTTI C., FIORETTI A.M., BELLINI G. E CESARE B. (2003), Studio petrografico e geochemico dei filoni porfirici acidi affioranti nel basamento austroalpino nei dintorni di Vedrette di Ries (Alto Adige Orientale). *GeoItalia 2003 Congress, Abstract*, 201 pp.
- CLUB ALPINO ITALIANO E COMITATO SCIENTIFICO VENETO-FRIULANO-GIULIANO (2001), Il sentiero naturalistico-glaciologico dell'Antelao. Verona, Cierre edizioni, 103 pp.
- CONTINI L. E LAVARELO Y. (1982), Le pin cembro: répartition, écologie, sylviculture et production. INRA, Paris, 197 pp.
- CROCQ C. (1990), Le casse noix moucheté (*Nucifraga caryocatactes*). Éditions Chabaud, Lechevalier, coll «Monographies Ornithologiques», 326 pp.
- DAL PIAZ GB. (1934), Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, 10, 242 pp .
- DAL PIAZ GB. (1936), La struttura geologica delle Austridi. Nota I<sup>a</sup>: Il sistema Austroalpino lungo il bordo occidentale della finestra dei Tauri. *R. Ist. Ven. SS. LL. AA.*, 95, 353-367.

- DAMM B.** (1996), Gletscher-, Landschafts- und Klimaentwicklung in der Rieserfernergruppe (Tirol) seit dem Spätglazial. *Göttinger Geogr. Abh.* 104, 186S.
- DAMM B.** (1998), Waldgrenze, Baumgrenze, Waldentwicklung und Siedlungstätigkeit in den Tauferer Bergen (Südtirol) während des postglazials. *Geoökodynamik*, 19, 1-2, 19-42.
- DAMM B.** (1999), L'evoluzione dei ghiacciai, del paesaggio e del clima nei Monti di Tures (Alto Adige) dal Tardiglaziale. *Geogr. Fisica Dinam. Quat.*, 22, 49-55.
- DELLA BEFFA M.T.** (1998), Fiori di montagna. Novara, De Agostini editore, 320 pp.
- DEL FAVERO R.** (2004), I boschi delle regioni alpine italiane, tipologia, funzionamento, selvicoltura. C.L.E.U.P., Padova, 599 pp.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. E SCOLARI A.** (1976), Le manifestazioni Andesitiche polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino. *St. Trentin. Sc. Nat.*, 53, 21-47.
- HAMMERSCHMIDT K.** (1981), Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. *Mem.Sci.Geol.*, 34, 273-300.
- KÖRNER CH** (1998), Worldwide position of alpine treeline and their causes. In: *The Impacts of Climate Change on Forest* (Beniston, Innes JL eds). *Lecture Notes in Earth Sciences* Springer Verlag, 221-229.
- LASEN C. E WILHALM T.** (2004), Natura 2000 habitat in Alto adige. Provincia Autonoma di Bolzano-Alto Adige, ripartizione natura e paesaggio Bolzano, 190 pp.
- MAGER D.** (1985), Geologische Karte des Rieserfernergruppe zwischen Magerstein und Windschar (Südtirol). *Der Schlern*, 6, Bozen.
- MARCHESI C.** (2000a), Genesi di corone mirmechitiche in miloniti granatiche nell'aureola di Cima di Villa (Alpi Orientali-Italia). Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli studi di Padova, 146 pp.
- MARCHESI C.** (2000b), Rilevamento geologico dell'area a Sud di Riva di Tures. Sottotesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli studi di Padova, 25 pp.
- MASUTTI L.** (1992), Ecosistemi di conifereta subalpina. In: *Masutti L., Zoocenosi ed ecosistemi montani*, 16-20.
- MATTES H.** (1994), Coevolutional aspects of stone pine and nutcrackers. In *Proceedings-international workshop on subalpine stone pines and their environment: the status of our knowledge*. St Moritz 1992 (Schmidt W.C. et al. ed.), USDA Forest Service, Intermountain Research Station, 254-260.
- MAZZOLI C. E MORETTI A.** (1998), Alpine alteration of kyanite aggregates from Cima Valperna area (Austroalpine basement, Eastern Alps). *Plinius* n.20, Suppl. Ital. Eur. J.

Miner., Abstract, 151-152.

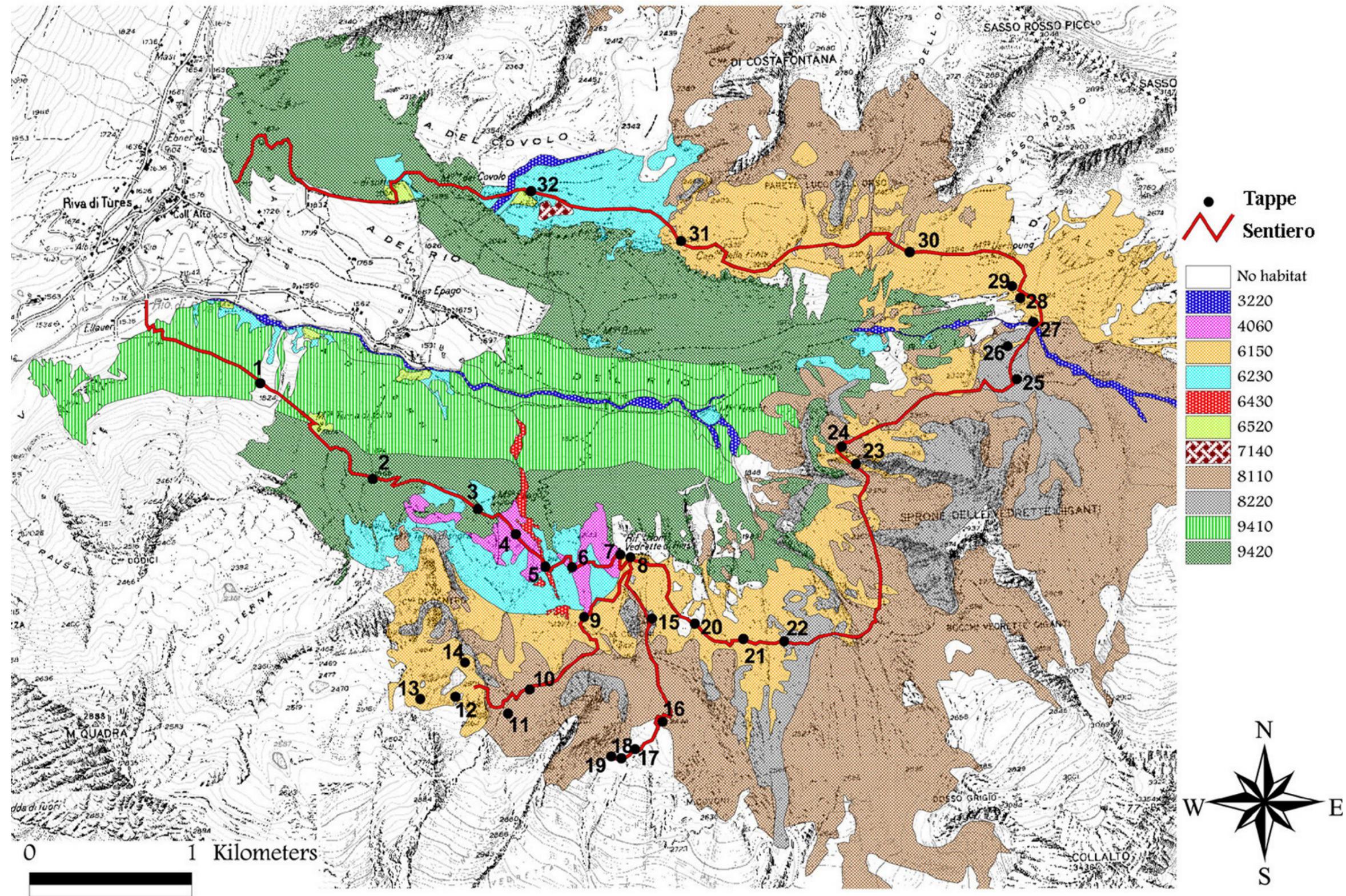
- MAZZOLI C., MELI S., PERUZZO L., SASSI R. E SPIESS R. (2000)**, Litostratigrafia, magmatismo e metamorfismo nel basamento cristallino delle Alpi Orientali: una rassegna delle attuali conoscenze. In Atti e Memorie dell'accademia Galileiana di Scienze, Lettere ed Arti. Padova: Edizioni "La Garangola", 95 pp.
- MILLER D.S., JÄGER E. E SCHMIDT K. (1967)**, Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskowitgranitgeis von Vent (Ötztaler Alpen). *Ecl. Geol. Helv.*, 60, 537-541.
- MINISTERO DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO, MUSEO FRIULANO DI STORIA NATURALE E COMUNE DI UDINE (2004)**, Quaderni habitat, Le torbiere montane-relitti di biodiversità in acque acide. Udine, Museo Friulano di Storia Naturale, 53 pp.
- MÜLLER W., MANCKTELOW N.S. E MEIER M. (2000)**, Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 385-397.
- PANIZZA M. (1985)**, Schemi cronologici del Quaternario. *Geogr. Fisica Dinam. Quat.*, 8.
- PERNA G., TOMASI G., CHINI A., BRAGA G., DAL PIAZ GB., LEONARDI P. E UNGARO S. (1983)**, Introduzione geologica. In *Bibliografia geologica d'Italia*, Trentino Alto Adige, Vol XVIII, 13-31. Trento: Museo Tridentino di Scienze Naturali.
- PETERSON D.W. E PETERSON D.L. (1994)**, Effects of climate on radial growth of subalpine conifers in the North Cascade Mountains. *Can J. For. Res.* 24, 1921-1932.
- PIGNATTI S. (1995)**, Vegetazione. In *Ecologia Vegetale*. U.T.E.T., Torino, 67-95.
- PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO - ALTO ADIGE (1990)**, Biotopi in Alto Adige – La flora. Seconda edizione riveduta Athesia.
- ROSENBERG C.L. (2004)**, Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*.
- RUFFINI F.V., MORANDELL I. E BRUTTI E. (2001)**, Natura 2000 in Alto Adige. Bolzano: Provincia Autonoma di Bolzano in collaborazione con Accademia Europea Bolzano. 256 pp.
- SASSI F.P. E ZIRPOLI G. (1989)**, Interpretative lithostratigraphic sequence in the Austridic Pre-Permian basement in the Eastern Alps. In: F.P. SASSI, A.ZANFERRARI (eds.), Pre-Variscan and variscan events in the Alpine-Mediterranean belts: Stratigraphic Correlation Forms, *Rend. Soc. Geol. It.*, 12,2, 403-409.
- SASSI F.P., CESARE B., MAZZOLI C., PERUZZO L., SASSI R. E SPIESS R. (2004)**, The cristalline

- basements of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features. *Periodico di Mineralogia* 73, 23-42.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. E SCHUSTER R. (2004), TRANSMED Transects IV, V and VI: Three lithospheric transects across the Alps and their forelands. In Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, and Ziegler PA (eds) (2004), *The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Verlag. ISBN 3-540-22181-6.
- SCOLARI A. E ZIRPOLI G. (1973), Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti austridici e pennidici della Val di Valles (Alto Adige). *Mem. Ist. di Geol. Mineral. Univ. Padova*, 29-32.
- SERANDREI BARBERO R., MATTANA U. E ZECCHETTO S. (1995), Glacialismo recente e variazioni climatiche nelle Alpi Aurine e Pusteresi (Alpi Orientali). *Geogr. Fisica Dinam. Quat.*, 18, 337-344.
- SMIRAGLIA C. (1992), *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia*. Bologna, Zanichelli editore, 240 pp.
- STEENKEN A., SIEGSMUND S., E HEINRICHS, T. (2000). The emplacement of the Rieserferner Pluton: Constraints from field observations, magnetic fabrics and microstructures. *Journal of Structural Geology*, 22, 1855-1873.
- STÖCKHERT B. (1984), K-Ar determination on muscovites and phengites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement to the south of the western Tauren window (Ahrn valley, Southern Tyrol, Eastern Alps). *Ns. Jb. Min. Abh.*, 150, 103-120.
- STÖCKHERT B. (1987), *Das Uttenheimer Pegmatit-Feld (Ostalpinen Altkristallin, Südtirol) Genese und alpine Überprägung*. Erlanger Geol.Abh., 114, 83-106.
- TREPMANN C., STÖCKHERT B., CHAKRABORTY S. (2004), Oligocene trondhjemitic dikes in the Austroalpine basement of the Pfunderer Berge, Südtirol – level of emplacement and metamorphic overprint. *European Journal Of Mineralogy*, 16 (4), 641-659.
- TRIFOLIUM (1996), *Sudtiroler Naturparke und Nationalpark Stilfserjoch – Bioitaly III Phase*. Su incarico della Provincia Autonoma di Bolzano. Manoscritto inedito, Bolzano. 128 pp.
- UFFICIO PARCHI NATURALI BOLZANO, AMMINISTRAZIONE DEL PARCO NAZIONALE DEGLI ALTI TAURI (SALISBURGO E TIROLO) E ASSOCIAZIONE ASSISTENZA PARCHI NATURALI ZILLERTALER ALPEN (2001), *Alla scoperta della natura, Sentieri oltre confini, Parco naturale Vedrette di Ries-Aurina, Parco Nazionale degli Alti Tauri e Parco Naturale Alpino Zillertaler Alpen*. Bolzano, Arthesia, 157 pp.

- URBINATI C. E CARRER M. (1997), Ricerche dendroecologiche sui dinamismi spaziotemporali in larici-cembreti di timberline nelle dolomiti orientali. Atti del XXXIV Corso di Cultura in Ecologia.
- WAGNER R., ROSEMBERG C.L., HANDY M.R., MÖBUS C., E ALBERTZ M. (2006), Buoyancydriven inflation of mid-crustal sill fed by a transpressive shear zone: The Rieserferner Pluton, Eastern Alps. Geol. Soc. Am. Bull.

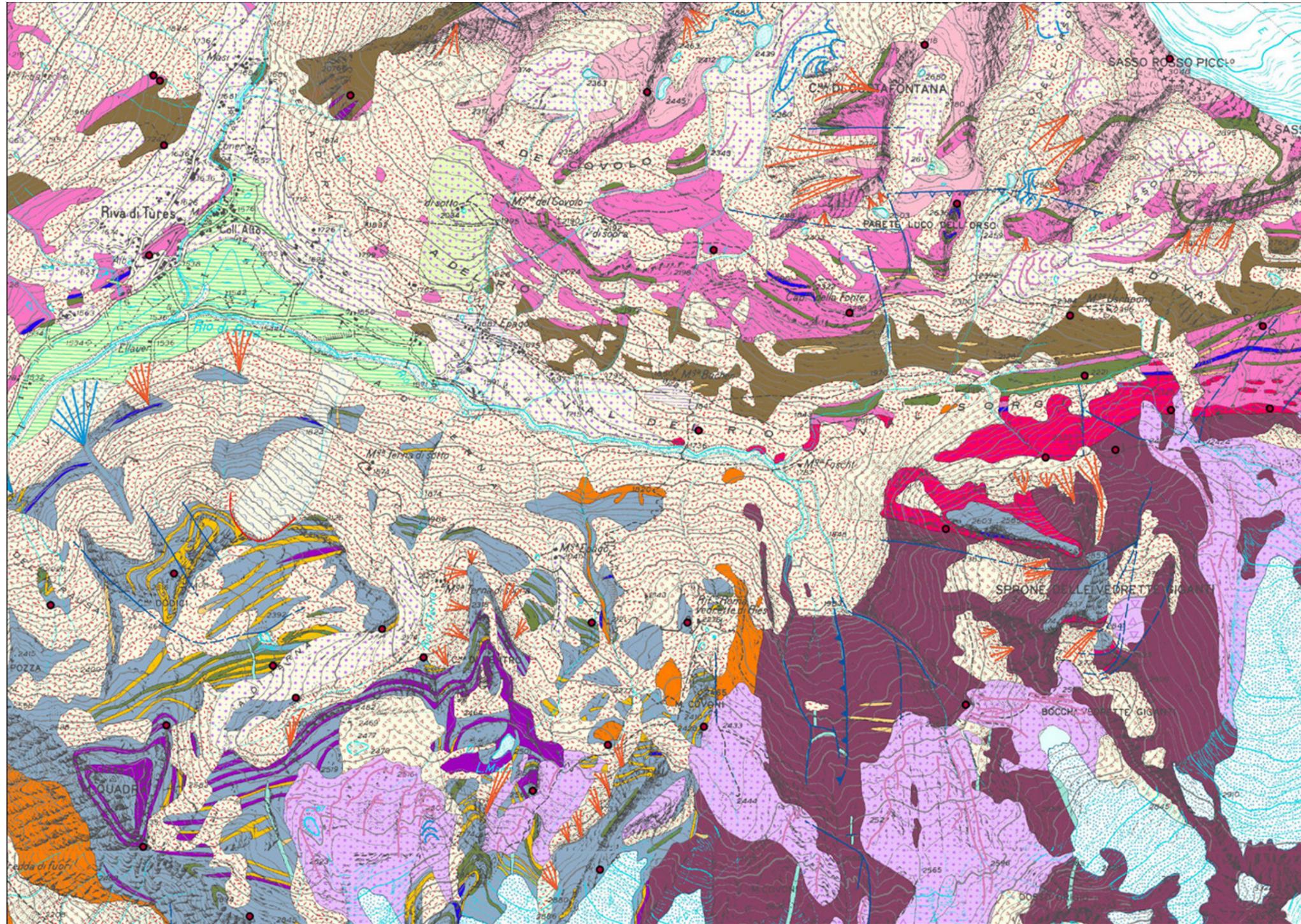


ALLEGATO II



Allegato II: Mappa alla scala 1:25.000 dell'area di studio nella quale sono rappresentati il percorso geologico-naturalistico, le tappe individuate e gli habitat Natura 2000. Codice 3220 = Fiumi alpini con vegetazione riparia erbacea; 4060 = Lande alpine e boreali; 6150 = Formazioni erbose boreo-alpine silicee; 6230 = \* Formazioni erbose a *Nardus*, ricche di specie, su substrato siliceo delle zone montane (e delle zone submontane) dell'Europa continentale; 6430 = Bordure planiziali, montane e alpine di megaforie igrofile; 7140 = Torbiere di transizione e instabili; 8110 = Ghiaioni silicei dei piani montano fino a nivale - *Androsacetalia alpinae* e *Galeopsietalia ladani*; 8220 = Pareti rocciose silicee con vegetazione casmofitica; 9410 = Foreste acidofile montane e alpine di *Picea* (*Vaccinio-Piceetea*); 9420 = Foreste alpine di *Larice* e/o *Pino cembro*.

ALLEGATO III



Allegato III: Estratto del Foglio "Anterselva" alla scala 1.25.000 dalla carta geologica del progetto C.A.R.G.-Provincia Autonoma di Bolzano, che comprende un'ampia porzione delle Alpi Orientali al confine con l'Austria. Bozza inedita cortesemente concessa dalla Provincia Autonoma di Bolzano, Servizio Geologico.

